Die Oberflächenformen der Ajoie

(Berner Jura)

Inauguraldissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Basel

von

Ernst Erzinger

von Bäretswil, Kt. Zürich

in Basel

BASEL - DRUCK UND VERLAG ZBINDEN & HÜGIN - 1943

Die Oberflächenformen der Ajoie

(Berner Jura)

Inauguraldissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Basel

von

Ernst Erzinger

von Bäretswil, Kt. Zürich

in Basel

BASEL - DRUCK UND VERLAG ZBINDEN & HÜGIN - 1943

Genehmigt von der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. *F. Jaeger* und Dr. *P. Vosseler*.

Basel, den 5. März 1940.

Prof. Dr. *T. Reichstein*, Dekan.

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Sonderabdruck aus den
„Mitteilungen der Geographisch-Ethnologischen Gesellschaft in Basel,"
Band VI, Jahrgang 1939—42.

Tafeln und Figuren sind als bewilligungspflichtige Geländedarstellungen freigegeben worden am 12. September 1941 als Nr. 6092 BRB. 3. 10. 1939.

Vorwort.

Die vorliegende Untersuchung befaßt sich mit der Beschreibung und Erklärung der Oberflächenformen der Ajoie, eines Teilgebietes des Juragebirges. Das vorwiegend tafelartig gebaute und von wenigen, nur schwach ausgeprägten Gewölben durchzogene Land reicht in die Burgunderpforte hinein. Als Grenzzone zwischen Jura und Rheintalgraben weist es mit seinen Tertiärrelikten eine Reihe von bisher ungelösten Problemen auf, die ich mit meiner Arbeit einer Abklärung näher gebracht zu haben hoffe. Die als Dissertation gedachte Untersuchung gliedert sich in folgende drei Teile:

1. Darstellung des Formenschatzes,
2. Untersuchung der formgestaltenden Vorgänge,
3. Schilderung der einzelnen Entwicklungsphasen in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge.

Die vorliegende Untersuchung entstand unter Anleitung des Herrn Prof. Dr. F. Jaeger, Ordinarius für Geographie an der Universität Basel. Herr Prof. Dr. P. Vosseler unterstützte mich mit Rat und Hilfe und förderte die Drucklegung. Die Bestimmung von Fossilien und die Herstellung von Dünnschliffen verdanke ich Herrn Prof. Dr. A. Buxtorf und Dr. H. G. Stehlin †. Sehr wertvolle Mitteilungen über den schwer zugänglichen, unterirdischen Fluß machten mir die Herren L. Lièvre, Schulinspektor, Dr. Perronne, Pruntrut und Dr. F. Koby, Basel. Herr Dr. Werenfels gestattete mir Einblick in seine geologische Untersuchung im Gebiete des Mt. Terri. Die Schweizerische Schulfunkkommission überließ mir Klischees. Die französischen Militärbehörden in Belfort gestatteten mir ungehindertes Begehen der Grenze. Durch die Bewilligung eines Stipendiums des St. Albanstiftes wurde mir die Veröffentlichung der Dissertation wesentlich erleichtert. Allen den Genannten möchte ich für ihre Bemühungen, welche meiner Arbeit zum Vorteil gereichten, meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Basel, im März 1943. *Der Verfasser.*

I. Der Formenschatz der Ajoie.

A. Lage und Umgrenzung des Untersuchungsgebietes.

1. Die Ajoie als Teilgebiet der Burgunderpforte.

Auf den Landkarten kommt das zwischen Jura und Vogesen gelegene Stück Erdoberfläche als eine die Oberrheinische Tiefebene mit dem Rhonetal verbindende Senke zum Ausdruck. Aber auch in der Natur, etwa von einem Punkte der Mont Terrikette aus betrachtet, erweckt das seitlich durch die beiden Mittelgebirge begrenzte Land der Burgunderpforte den Eindruck einer Großform von der Gestalt einer weiten Mulde. Dieser Gegend fehlt ein einheitlich geographisches Gepräge. Bei einer genauern Betrachtung zeigen sich Gegensätze in der Natur des Landes, die eine Aufteilung der Burgunderpforte in einzelne Teillandschaften rechtfertigen. Die Schweizergrenze, die sich von den Kämmen des Hochjuras gegen das Zentrum der Großmulde ausbuchtet, umschließt in der Ajoie ein Gebiet, dessen besondere Eigenart gezeigt werden soll.

Im N und E grenzt das Untersuchungsgebiet an den Sundgau des Elsasses. In der Ajoie ist der Kalk, im Sundgau die Molasse das Oberflächengestein. Die Undurchlässigkeit der tertiären Ablagerungen gegenüber dem Wasser bewirkt im Sundgau eine hohe Quelldichte mit einem vielfach verzweigten Flußnetz. Sie begünstigt die Entstehung einer ausgesprochenen Teichlandschaft. In der Ajoie fehlt auf den aus Malmkalk herauspräparierten Tafelblöcken das oberirdisch fließende Wasser fast vollständig. Es steigt in den Haupttälern in starken Quellen, den sogenannten Quelltöpfen, an die Oberfläche und kann die Talsohlen durch Ueberschwemmung gefährden. Aber nicht nur die Abflußverhältnisse sind in den beiden Gebieten verschieden.

Auch in der Formgestaltung zeigen sich Gegensätze. Die geringe mechanische Widerständigkeit der tertiären Unterlage des Sundgaues begünstigt die Talbildung. So wurden die Hochflächen des Sundgaues mannigfaltiger durchtalt als diejenigen der Ajoie. Hier im Untersuchungsgebiete führte die Beschränkung des oberirdisch fließenden Wassers auf die Haupttäler zur Bildung einer deutlichen Grenze zwischen den Formenelementen der Hochflächen und denjenigen der Talzüge. Die mit Dolinen durchsetzten Hochflächen wurden weniger gegliedert und blieben als ebene Tafeln auf weite Strecken hin erhalten. Die Täler sind enger und dank der mechanischen Widerständigkeit des Malmkalkes schärfer gezeichnet. An den Hochflächen setzen die Talhänge, wie mit dem Spaten gestochen, mit scharfen Kanten ein. Die häufig mit Gebüschreihen markierten Formengrenzen sind im Landschaftsbild weithin sichtbar.

Auf den Hochflächen der Ajoie ist das Wasser nur sehr spärlich vorhanden, während es im Tale in bedrohlicher Form auftreten kann. Zwischen den beiden gegensätzlichen Zonen bleibt dem Menschen nur ein beschränkter Raum für die Besiedlung. Daher liegen die geschlossenen Dörfer vorwiegend in gestreckter Form längs den Talhängen, auf Terrassen oder am Rande der Hochfläche. So wirkt sich die Eigenschaft der Gesteinsunterlage sowohl in der Gestaltung der Natur, als auch in der Beeinflussung der Kulturlandschaft aus. Die Elsgauerdörfer unterscheiden sich von denjenigen des Sundgaues in bezug auf Grundriß, Baumaterial und Baustil.

Auf Grund dieser innerhalb der Großform der Burgunderpforte sich zeigenden Gegensätze darf die Ajoie als eine besondere Teillandschaft von der Molasselandschaft des Sundgaues und auch von der Belforter Stufenlandschaft abgetrennt werden. Im Osten des Untersuchungsgebietes fällt die Grenze mit der Wasserscheide zwischen Vendline und Larg zusammen. Diese Grenze ist zugleich Wasserscheide zwischen Rhone und Rhein. Sie scheidet außerdem französisches Sprachgebiet von deutschem und ist zudem Landesgrenze. Die Nordgrenze verläuft längs dem Rand des Rheintalgrabens und ist durch den 100 m hohen Antiklinalzug Réchésy—Florimont—Delle markiert. Von Delle an westwärts folgt sie der Allaine (französisch Allan).

2. Der Elsgauerjura und der Faltenjura.

Die Ajoie ist eingespannt in den Rahmen der Burgunderpforte. Sie hat aber mit dem Hochjura die Wesenszüge gemeinsam, welche durch die Eigenart des Gesteines bedingt sind. Da nun, wie gezeigt wurde, das Gestein als geographischer Faktor eine hervorragende Rolle spielt, so ist auch die Verwandtschaft mit dem Hochjura eine besonders enge. Wesentliche Unterschiede entstanden nur durch die verschiedene Reaktion der Krustenstücke der Ajoie und der Freiberge bei der Gebirgsbildung. Diese orogenen Bewegungen vermochten im Bereiche der heutigen Freiberge eine gedrängte Faltung auszulösen, welche das Land den abtragenden Kräften gegenüber stärker aussetzte. Durch die Einebnung wurde das Land zwar äußerlich der Ajoie wieder ähnlich gemacht, jedoch in zwei verschiedenen Richtungen entstanden Unterschiede: Die Entblößung von tieferen Gesteinshorizonten, besonders von undurchlässigen Schichten, war die Ursache von einer größeren Mannigfaltigkeit des Landschaftsbildes. Zudem mußte die im Zusammenhang mit der Faltung erfolgte Ueberhöhung der dortigen Faltenrumpffläche um ca. 500 m gegenüber der Ajoie auch in klimatischem Sinne zu einer Differenzierung führen.

Die Jurafaltung hat sich zwar im Bereiche der Ajoie auch ausgewirkt. Aber sie spielt nur eine untergeordnete Rolle. Die flachgelagerten Schichten nehmen räumlich den Hauptteil ein. Die niederen Antiklinalen haben mehr die Bedeutung von begrenzenden und gliedernden Linien. Die Grenze zwischen Elsgauer- und Freiberger Faltenjura bildet der gleichmäßig hohe, kaum geschartete und zwischen Birs und Doubsdurchbruch nirgends durchbrochene Mont Terri-Lomontzug.

Man kann sich allerdings fragen, ob nicht das südlich der Mont Terri-Kette gelegene Delsbergerbecken die Wesenszüge der Elsgauerlandschaft besitze? Das Delsbergerbecken hält sich ungefähr in derselben orographischen und tektonischen Höhe, wie die Ajoie. Die unter Tertiärschichten begrabene Malmplatte weist denselben Abtragungszustand auf, wie diejenige der Ajoie. Während nun aber in der Ajoie die tertiären Ablagerungen mit Ausnahme derjenigen des östlichen Grenzgebietes nur reliktartig vorhanden sind, treten sie in dem großen Jurabecken in zusam-

menhängender Decke und formenbildend auf. Das Delsbergerbecken besitzt eine ausgesprochene Molassemorphologie.

So erscheint uns das Untersuchungsgebiet trotz seiner Zugehörigkeit und trotz seiner Verwandtschaft mit dem Jura als ein Gebiet von starker Eigenart. Nur im W konnten keine natürlichen Grenzen gefunden werden. Man müßte schon das ganze nördliche Vorland des Lomont bis zum Horst von Rougemont überqueren, um wesentliche Veränderungen in der Landschaft feststellen zu können. Aus praktischen Gründen war es nicht möglich, das französische Gebiet genau zu erforschen. Während im S, E und N die Grenzen des Untersuchungsgebiets natürliche sind, mußte im W längs des Gland eine künstliche gezogen werden. Auf Grund unserer Darstellung wird also das Untersuchungsgebiet wie folgt umrissen:

E: Larg;
N: Florimont—Delle—Allaine;
W: Gland;
S: Mont Terri-Lomontkette.

B. Material und Struktur der Kruste des Untersuchungsgebietes.

Bei der Formgestaltung spielen nicht allein die Oberflächengesteine eine Rolle. Gerade in einer Kalklandschaft kommt es vor, daß auch tiefer liegende Schichten einen gewissen Einfluß auf die Vorgänge an der Erdoberfläche haben. So können zum Beispiel Zwischenlagen von wasserundurchlässigen Schichten trotz ihrer tieferen Lage unter der Erdoberfläche für die Entwicklung der Abflußvorgänge von Bedeutung sein und sie können das Verhältnis von oberirdischem und unterirdischem Abfluß bestimmen. Ein Querschnitt durch das Gestein soll deshalb so tief geführt werden, daß nicht nur die direkt am Aufbau der Oberflächenformen beteiligten Gesteinsmassen, sondern auch die tiefer liegenden, indirekt beteiligten getroffen werden. Für die Gegend der flachen Ajoie muß deshalb das Profil durch die ganze Malmserie einer näheren Betrachtung unterzogen werden.

In der Geschichte der geologischen Erforschung der Ajoie begegnet man den Namen der bekannten Geologen, wie Greßly,

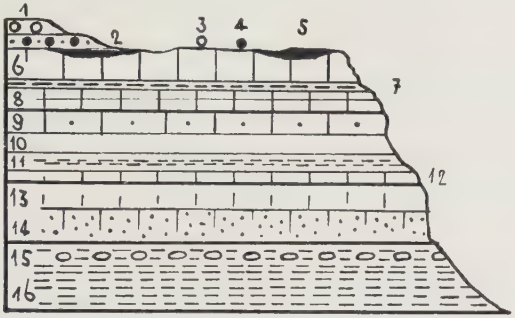
Thurmann, Koby, Rollier, Greppin. Das Gebiet gehört zu den geologisch gut untersuchten. Leider konnte aber die feine Gliederung des Malmes, wie sie Thurmann in seiner Lethea Bruntrutana gegeben hat, mangels einer entsprechenden Kartierung nicht ausgewertet werden. Bis heute sind über das Gebiet des Elsgaues einschließlich der Mont Terri-Kette nur die im Maßstab 1:100 000 erstellten Blätter der Dufourkarte erschienen. (Lit. 13.) Eine handschriftliche Kopie der von K. Hummel 1914 aufgenommenen Karte, Maßstab 1:25 000 (Lit. 11), leistete mir gute Dienste. Vorhanden sind auch neuere Aufnahmen (Lit. 14 und 15) des französischen Nachbargebietes.

Im Interesse einer klaren Darstellung sei es gestattet, zu diesen neuen geologischen Karten von Montbéliard und Pfirt einige kritische Bemerkungen zu machen. Die von L. Meyer in überzeugender Weise vorgenommene Verschiebung des „Système de Bourogne", (Lit. 79) aus dem Stampien ins Sannoisien wurde zwar in der Legende der Karte Lit. 15, nicht aber in der Darstellung zum Ausdruck gebracht. Auch die tektonischen Verhältnisse der Gegend von St. Dizier, wie sie Meyer in Lit. 75 darstellt, sind in der Karte von Montbéliard nicht berücksichtigt worden, ebenso fehlt die von K. Hummel westlich Grandfontaine beobachtete Verwerfung, längs welcher Virgulien und Sequanien nebeneinander liegen. Daß die Pontischen Hipparionsande von Charmoille auf der Karte von Pfirt als Tortone Bildungen angegeben sind, beruht wohl auf einem Irrtum.

Die Mächtigkeit der über den Oxfordtonen liegenden Malmkalke (Fig. 1) wird von Thurmann mit 249 m, von Hummel mit 249—269 m angegeben. In der östlichen Nachbarschaft (Pfirterjura) soll die Mächtigkeit der entsprechenden Schichten 170—240 m betragen, während im W des Untersuchungsgebietes, also im Jura von Montbéliard 170—220 m Malmkalke gemessen werden.

Wie die geologische Kartenskizze zeigt (siehe Tafel I) ist in der Ajoie die normale Mächtigkeit nicht mehr überall erhalten. Während man gegen Süden, also gegen die Ueberschiebungszone hin das normale Schichtprofil vorfindet, ist die Malmtafel gegen den Rheintalgraben hin stärker abgetragen, so daß dort Sequan auf weite Flächen hin das Oberflächengestein bildet. Die Malmplatte befindet sich dort in einem ähnlichen Abtragungszustand, wie im Gebiete des Rheintalgrabens, wo sie unter

mehr als 1000 m mächtigen tertiären Ablagerungen begraben liegt. Außer in diesen Zonen sind tiefere Schichten des Malmes im Bereiche des Banné-Ermont Zuges entblößt.



Figur 1. Die Gesteine der Ajoie.

1. Sundgauschotter, 15—25 m.		
2. Vogesenschotter, 10—20 m.	. . . . .	Pliocän
3. Vereinzelte Gerölle aus der Schicht 1.		
4. Vereinzelte Gerölle aus der Schicht 2.		
5. Konglomerate, Fischschiefer, Kalksandsteine	. . .	Oligocän
6. Obere Ki. kalke, 40—50 m.		
7. Pterocerasmergel, wasserführend, 7—8 m.	. . . .	Kimmeridge
8. Untere Ki. kalke und Mergel, 30 m.		
9. Verena-Oolithe, 30 m.		
10. Humeraliszone, 25 m.		
11. Astartienzone mit Mergel, 25—30 m (wasserführend).		Sequan
12. Untere Kalke des Sequanien, 25—30 m.		
13. Diceratien		
14. Glypticien	50—80 m	Rauracien
15. Terrain à Chailles		
16. Oxfordtone, wasserführend	10—90 m	Oxfordien

1. Die tertiären Ablagerungen

spielen als Material beim Aufbau der Formen nur eine untergeordnete Rolle. Weniger durch ihre Mächtigkeit, als durch ihre reiche Verbreitung und ihre bis auf den Reliktzustand fortgeschrittene Abtragung sind sie interessant. Dank dieser Vorkom-

men wird die Arbeitsleistung der formgestaltenden Kräfte für die ihnen zukommenden Zeitabschnitte besonders gut zu beurteilen sein. Es gibt im Umkreise der Oberrheinischen Tiefebene kaum mehr eine so ausgedehnte Malmplatte, auf welcher die tertiären Ablagerungen durch ihre „Durchsichtigkeit" die Morphogenese so weitgehend erleichtert, wie diejenige des Elsgaues. In erster Linie handelt es sich dabei um oligocäne Ablagerungen von Konglomeraten (Gompholithe d'Ajoie), die als fluviomarine Bildungen meist den Kimmeridge-, an einzelnen Stellen auch den Sequan- und den Rauracienbänken auflagern. Andere Ablagerungen der Oligocänzeit bestehen aus Kalksandsteinen. (Calcaires à cérithes, Lit. 53, pag. 19.)

Neben diesen Vorkommen konnten auch tonige Absätze festgestellt werden, deren Gehalt an Fischschuppen auf die Zugehörigkeit zu den stampischen Bildungen des Rheintalgrabens hindeuten. (Aufschluß in dem Liegenden der Vogesensande e. Vendlincourt.) Zahlreiche Sedimente des Oligocäns haben nur geringe Mächtigkeit und sind von sehr beschränkter Ausdehnung, so z. B. die sandigen Bildungen mit Ostrea cyathula, die zeitweise im Liegenden der Vogesensande in einer Grube e. Lugnez aufgeschlossen sind. Einzelne am Nordrande des Untersuchungsgebietes liegende oligocäne Sedimente werden dem „Système de Bourogne" Kilians zugerechnet. (Lit. 60.) L. Meyer stellt diese Ablagerungen ins Sannoisien. Zahlreiche petrographisch verschieden ausgebildete Gesteine, wie sie im Rheintalgraben in einer nahezu 1000 m mächtigen Schichtfolge während der Oligocänzeit abgelagert wurden, liegen also im Gebiete des Elsgaues als Relikte zerstreut auf einer flachgelagerten Malmplatte nebeneinander.

Miocäne Sedimente fehlen im Untersuchungsgebiete. Im S hingegen, im Bereiche der Jurabecken und Mulden wurden im Burdigalien und Vindobonien marine und lacustre Sedimente gebildet. Während dieser Zeit blieb also die Ajoie mit ihrem n. anschließenden Gebiete der Burgunderpforte den Einwirkungen der abtragenden Kräfte ausgesetzt.

Im Pliocän wurden auf der Elsgauerplatte Sande und Gerölle aufgeschwemmt, die aus den Vogesen stammen. Die Vogesenschotter (Hipparionsande, Dinotheriensande) liegen in drei

verschiedenen Gebieten im Schichtverbande, so bei Charmoille, dann e. der Vendline bei Vendlincourt und Bonfol und schließlich bei Lugnez. Auf Grund der bei Charmoille entdeckten Säugerfauna konnte Hummel das Alter der Vogesenschotter bestimmen. Es handelt sich dabei um pontische Ablagerungen. Während meiner Untersuchungsperiode konnte in der Sandgrube von Lugnez Mastodon longirostris, ein in unserem Lande bis jetzt nicht beobachteter Vertreter der pontischen Fauna durch das Auffinden eines gut erhaltenen Backenzahnes festgestellt werden. Wie in Charmoille, so sind außerdem auch in Lugnez Backenzähne von Hipparion gracile gefunden worden. Somit sind also auch die im N und E der Ajoie liegenden Vogesensande pontischen Alters.

Die jenseits der Mont Terrikette liegenden Vogesenschotter, die heute von denjenigen der Ajoie durch ein nahezu 1000 m hohen Gebirgswall getrennt sind, bildeten wohl ebenfalls einen Bestandteil des einst zusammenhängenden Schuttkegels, den die Vogesenflüsse im Gebiete des n. Bernerjura aufschütteten. Heute ist die Schotterdecke auf den Hochflächen und den Gewölberücken der genannten Gegend bis auf die oben bezeichneten Lokalitäten abgetragen. Als Rückstände der Vogesenschotter blieb aber auf den Kalkschichten eine mehr oder weniger lichte Streue von Quarzit- und Buntsandsteingeröllen liegen. (Höhenschotter, Wanderblöcke, Lit. 28, 73, 77, 100 a.) Im Hangenden der Vogesenschotter liegt zwischen Vendline und Larg eine etwa 20 m mächtige Schicht von Sanden und Geröllen, deren starker Gehalt an Radiolariten auf die Herkunft aus den Alpen hin deutet. Es handelt sich dabei um die Fortsetzung der im Elsaß ausgedehnten Aufschwemmung von Sundgauschottern. (Lit. 48, 77. Der alpine Strom, der zur Pliocänzeit den Weg durch die Burgunderpforte nahm, muß auch über die n. Teile der Ajoie hinweg geflossen sein. Das beweisen die roten Hornsteine, welche vereinzelt auf den Hochflächen zwischen Vendline und Cauvate und am Nordrand des Elsgaues bis gegen Boncourt gefunden werden. Die Sundgauschotter überlagerten auch hier wie e. der Vendline die Vogesenschotter. Beide Schichten wurden dann gemeinsam abgetragen, bis auf jene vereinzelten Gerölle, die aus beiden Schichten zurückblieben und nun miteinander vermischt in den Blocklehmen der Hochflächen zu finden sind.

2. Die diluvialen Bildungen.

Die Literatur verzeichnet nur eine einzige Fundstelle von diluvialen Säugern im Gebiete der Ajoie. (Lit. 15.) Dabei handelt es sich um einen Stoßzahn von Elephas primigenius, der beim Bau der Straße Pruntrut–Courchavon gefunden wurde. Bei Courchavon konnte ich eine ganze Anzahl von Knochen diluvialer Säuger in der Karsttasche eines Steinbruches auffinden.*) Für die morphologische Betrachtung ist das Vorkommen aus folgenden Gründen von Bedeutung: 1. Die Lage der Knochen in einer Karsttasche der untersten großen Terrasse beweist, daß die Talbildung im Diluvium bis auf 410 m fortgeschritten war. 2. Die Karströhren unter dem untersten Terrassenniveau waren bereits gebildet und sie funktionierten noch. Das geht aus den großen Quarzitgeröllen hervor, welche neben den Knochen im Lehm eingebettet waren. 3. Der Lehm der Karsttasche ist von gleicher Farbe, wie die auf den Hochflächen liegenden Lehme. Er unterscheidet sich aber von dem braunen Lehm, den man in den Karsttaschen der Hochflächen findet. 4. Die Gerölle deuten darauf hin, daß die Vogesen- und Sundgauschotter zur Eiszeit noch abgetragen wurden.

3. Die Dislokationen.

Die Ajoie liegt zwischen zwei tektonisch stark und vollständig verschiedenartig bewegten Gebieten. Das eine nördliche ist die Oberrheinische Tiefebene, das andere südlich der Ajoie gelegene Gebiet ist der Faltenjura. Es ist deshalb nicht verwunder-

*) Verzeichnis der diluvialen Säuger (laut Mitteilungen von Herrn Dr. H. G. Stehlin):

Lynx, Tibiafragment. (Der Luchsknochen paßt eher zu dem spanischen Lynx pardellus als zu dem größeren Lynx lynx.)

Ursus, Radius-schaft (wohl vom Höhlenbären herrührend).

Großer Bovide, Phalangen. (Der Bovide ist nicht sicher bestimmbar, wird aber eher Bison priscus als Bos primigenius sein.)

Equus, Atlas. (Der Pferdeatlas weist auf eine starke Form, wie sie zu Ende der Eiszeit in unserer Gegend nicht mehr vorkommt.)

Elephas, diverse Knochenfragmente. (Der Elephant wird Elephas primigenius sein, läßt sich aber nicht bestimmen.)

lich, wenn tektonische Einflüsse von beiden Nachbargebieten her sich auf der Elsgauerplatte bemerkbar machen. Hummel (Lit. 53) hat denn auch in seiner Tektonik des Elsgaues sogenannte „Rheintalische" Brüche alttertiären Alters, wie auch Faltungserscheinungen jungpliocänen Alters angeführt. Beide Bewegungen haben aber die Ajoie nicht stark erfaßt. Dem Vorhandensein einer großen, wenn auch in angedeutetem Sinne deformierten Malmplatte verdankt das Untersuchungsgebiet seine geographische Geschlossenheit. Unsere Aufgabe ist es nun, über die tektonische Lage der Platte gegenüber ihrer Umgebung Rechenschaft zu geben; dann soll festgehalten werden, in welcher Weise die Bildung des Rheintalgrabens und die Auffaltung des Juragebirges sich innerhalb der Ajoie ausgewirkt haben.

Die Elsgauerplatte liegt tektonisch ungefähr 1000 m höher als die tiefsten Teile des Rheintalgrabens. Die Antiklinalscheitel des Faltenjura liegen tektonisch 600—800 m höher als die Ajoie.

Die Elsgauertafel ist von nord-südstreichenden „rheintalischen" Brüchen von geringer Sprunghöhe durchzogen. Zum Teil sind die durch die Verwerfungen bedingten Höhendifferenzen im Landschaftsbild vollständig durch Einebnung ausgelöscht. (Verwerfungen von Rocourt, Chevenez, Courtedoux.) Andere Verwerfungen fallen mit den Haupttalzügen zusammen. Die westlichen Flügel dieser Verwerfungen liegen etwas höher als die östlichen und sind nicht auf das Niveau ihrer Nachbarflügel abgetragen. Die Hochfläche westlich der Cauvate liegt höher als östlich. Westlich der Allaine liegt das Land wiederum etwa 100 m höher. Daß diese Brüche einmal vollständig eingeebnet sind, ein ander Mal aber wieder nicht, läßt sich nicht so leicht erklären. Wir müssen diese Erscheinung als ein ungelöstes Problem zurückstellen und später wieder aufgreifen. (Siehe Seite 21.) Die durch die Jurafaltung geschaffenen Formen bestehen im Landschaftsbild als Hügelzüge. Sie sollen ebenfalls später bei der Besprechung der Formentypen einer näheren Betrachtung unterzogen werden. Es handelt sich um tektonische Gebilde von teilweise klarem antiklinalem Bau, welche aber die tafelartig gebauten Teile des Landes nicht mehr als 50—100 m überragen.

Außer diesen tektonischen Elementen, die Hummel (Lit. 53) besprochen hat, halten wir es für notwendig, auf eine tektonische Erscheinung aufmerksam zu machen, welche für die Form-

gestaltung die größte Bedeutung hat. Mit keiner der angeführten Bewegungen vermögen wir die gegenwärtige Höhenlage der Ajoie in 450—630 m zu erklären. Und doch muß in nicht allzu ferner Zeit eine Hebung erfolgt sein, die das Land, welches im Obermiocän noch annähernd im Niveau des Meeres lag, in seine heutige Lage brachte. Dabei mußten auch weitere Gebiete, wie das schweizerische Mittelland, ja große Teile des Festlandes die Bewegung mitgemacht haben. Es handelt sich also um eine epirogenetische, kontinentale Dislokation. Weder die eigentlich „Rheintalischen" Bewegungen, noch die Jurafaltung kann den Flüssen den Impuls zum Eintiefen der modernen Täler gegeben haben. Ueber das Alter dieses Vorganges besitzen wir folgende Anhaltspunkte: In oberpliocäner Zeit, als die Sundgauschotter abgelagert wurden, waren die Hochflächen der Burgunderpforte durch die Flüsse noch nicht zerschnitten. Die Durchtalung setzte erst später ein und konnte nur durch eine Hebung des Landes ausgelöst worden sein.

Zusammenfassung: Die gegenwärtige tektonische Lage erklärten wir durch vier verschiedene Bewegungsvorgänge. 1. Bildung von Verwerfungen im Zusammenhang mit der Entstehung des Rheintalgrabens. 2. Isolierung der Elsgauerplatte von der immer tiefer in den Rheintalgraben absinkenden Zone. Bildung einer Art von Schelf. 3. Jurafaltung. Bildung von Antiklinalen. 4. Epirogenetische Bewegung. Hebung, und als Folge davon Eintiefung der Flüsse.

Es ist nun unsere Aufgabe mit morphologischen Methoden die tektonischen Vorgänge weiter zu verfolgen und abzuklären. (Siehe Zusammenfassung S. 119.)

4. Die Widerständigkeit des Malmes.

Die Malmkalke sind durch die mechanisch wirkenden Kräfte nur schwer zerstörbar. Die mechanische Beanspruchung des Kalkes durch die exogenen Kräfte kommt längs der Flüsse am deutlichsten zum Ausdruck. Sie zeigt sich in der Bildung von schmalen Talquerschnitten und steilen Böschungen. Die Malmkalke der Ajoie sind aber keineswegs homogene Bildungen. Sie zeichnen sich aus durch eine Wechsellagerung von

ganz harten Kalkbänken und weniger widerständigen, mergeligen Schichten, die sogar als Quellhorizonte Bedeutung haben. Besonders schwer zerstörbare Bänke liegen im Kimmeridgien und im Sequanien („banc de diable" im Verenaoolith). Am widerständigsten sind aber die Korallenkalke des Rauracien, die durch die Bildung von Flühen auffallen. Im Allainetal leuchten diese Kalke als helle Felsen aus den mit einem dunklen Waldkleid bedeckten Hängen heraus. Wo Täler ausschließlich in dieses Gestein eingetieft sind, kommt die besondere Widerständigkeit der Rauracienkalke am deutlichsten zum Ausdruck. So ist das bei Buix ins Allainetal einmündende „Grande Valle" ein typischer Cañion. Die in das Sequanien eingeschnittenen Seitentäler haben steile Böschungen, aber keine Flühe. Die Wände, mit denen die Rauracientäler im Gebiete der Feschotte und des Gland abschließen, sind durch die steile Lagerung des Gesteines bedingt. Dort wird nun das Liegende des Rauracien morphogen wirksam. Die Tone des Oxfordien verursachen ein Herausbrechen der sie überlagernden Kalke. Das zeigt sich besonders schön beim Pont Sarrazin, einer an eine solche Talrückwand anschließenden Naturbrücke beim Tälchen südlich Vandoncourt. Im Bereich der Mont Terrikette bilden die durch Erosion aus der Antiklinalflanke herauspräparierten Korallenkalke Rippen. Greift ein Fluß durch Rückwärtserosion eine steilgestellte Bergflanke an, so entstehen Mauern, welche das konsequente Tal queren. So durchschneiden eine Anzahl von Seitenbächen der Allaine im Gebiete der Mont Terrikette die Schichtpakete des Rauracien in engen Toren.

Im Gegensatz zu diesen widerständigen Schichten wirken zwischengelagerte Mergelbänke als widerstandsschwache Gesteine sich im Landschaftsbilde aus. Wo solche Zonen aufgeschlossen sind, kommt es zur Bildung eines oberirdischen Abflusses. Die Pterocerasmergel des mittleren Kimmeridgien sind nur wenige Meter mächtig, vermögen aber im Ausstreichen dauernde oder intermittierende Quellen zu bilden (Beispiele: Flußquelle zwischen Fahy und Abbéviller; intermittierende Combenquelle nordöstlich von Coeuve; Quelle unmittelbar südlich des Zollhauses von Vendlincourt; Dorfquellen von Vendlincourt.) Viel stärker wirksam und für die Formgestaltung bedeutender sind die Astartienmergel, welche bei ihrem Ausstreichen ganz

regelmäßig Wasser an die Oberfläche führen und mangels ihrer geringen Widerständigkeit Ausräumungszonen und Terrassen bilden. Eine ganze Anzahl von Astartienquellen begünstigte die Bildung von Siedlungen auf den sonst verkarsteten Hochflächen. (Beispiele: Grandfontaine, Montignez, Mormont.) In den Seitentälern der Allaine treten regelmäßig Astartienquellen aus, deren Wasser aber dann wieder versickert. Die für die Gegend bedeutendsten undurchlässigen Schichten sind die Oxfordtone. Ihre Mächtigkeit ist durch die Kohlenbohrung von Buix ermittelt und beträgt etwa 100 m. Da diese Tone fast überall von Kalken überlagert sind, kommen sie bei der Formgestaltung nicht direkt zur Geltung. Indirekt aber machen sie sich durch ihre oberflächennahe Lage als Wasserträger bemerkbar. Sie unterbrechen die in der Tiefe der Kalke fortschreitende Hohlraumbildung und führen so zu einer Begrenzung des Verkarstungsprozesses. Auch wenn die Tone nicht aufgeschlossen sind, können sie durch Stauwirkung oberirdische Entwässerung verursachen.

Neben den mechanischen Zerstörungsvorgängen, welche vorwiegend durch das oberflächlich fließende Wasser besorgt werden, arbeitet die chemische Zersetzung durch den Kohlensäuregehalt des versickerten Niederschlages. Während die mechanische Erosion vorwiegend linear, längs der Flüsse zur Auswirkung kommt, vollzieht sich die Zersetzung des Kalkes (Korrosion) überall dort, wo Wasser auch nur in kleinen Mengen ins Gestein eindringt. Die durch tektonische Ursachen entstandenen Fugen werden erweitert. Das Verhältnis der beiden verschiedenen Ausräumungsvorgänge bezüglich ihrer Arbeitsleistung ist noch nicht abgeklärt. Es ist auch im Gebiete der Ajoie schlecht zu beurteilen, da die Hohlraumbildung in der Tiefe des Gesteines schwer abzuschätzen ist. Sie äußert sich durch die Bildung von relativ stabilen Hohlformen, die nicht so leicht einbrechen, jedoch oberflächlich nur in geringem Maße.

Die Verkarstung macht sich auch im Gebiete der Ajoie in erster Linie durch das Versickern des nicht verdunsteten Niederschlages bemerkbar. Auf den Hochflächen und in den meisten Nebentälern fehlt der oberirdische Abfluß. Das Sickerwasser folgt zunächst den bereits im Gestein vorhandenen Fugen. (Urklüfte nach Lehmann, Lit. 69.) Es erweitert die feinen Spalten durch Lösung des Kalkes. Erst durch den Einbruch der

so erweiterten Hohlräume macht die unsichtbar in der Tiefe erfolgende Ausräumung sich auch oberirdisch bemerkbar, und zwar durch Einsturz- und Sackungserscheinungen. Die Einsturzdoline und das geschlossene Becken sind neben der geringen Taldichte und der Abflußlosigkeit die auffälligsten Erscheinungen der chemischen Zerstörung. Aber nicht alle Malmgesteine sind chemisch gleich widerständig. Die Korallenkalke des Rauracien zeichnen sich durch besonders intensive Hohlraumbildung aus. In den gebankten Kalken, besonders in denjenigen des Sequanien und des Kimmeridgien sind die Karsterscheinungen anderer Natur. Die Hohlräume, die in diesen Gesteinen besonders gerne den Schichtfugen entlang entstehen, sind weniger gerundet. Es scheint zunächst, daß die stärker gebankten Kalke der Korrosion besser widerstehen, da man in ihnen weniger schöne Höhlenbildungen beobachten kann, als in den Korallenkalken. Beobachtungen im Allainetal bei Grandcourt veranlassen mich zu folgender Annahme: In den gebankten Kalken ist die chemische Zerstörung des Kalkes nicht geringer, als in den Korallenkalken. Sie ist aber in den oberen Malmkalken schwieriger festzustellen, weil die Bänke sich entsprechend der längs den Schichtfugen sich vollziehenden Auslaugung senken. Die Verkarstung zeigt sich deshalb in diesen Gesteinshorizonten vor allem in der starken Zerrüttung der Bänke, und die Hohlraumbildung, die sonst als Maßstab für die Intensität der Korrosion gilt, tritt weniger in Erscheinung. Deshalb nehme ich an, daß die unterirdische Ausräumung in den Korallenkalken nur scheinbar größer ist, da die Hohlräume in diesem Gestein besser erhalten bleiben.

Die größte Doline des Untersuchungsgebietes befindet sich westlich Le Maira im Rauracien. Aber die größte Dichte von Dolinen zeigt sich in der bis auf die Astartienmergel abgetragenen Gegend südöstlich von Montignez, dann nördlich Grandfontaine und östlich Fahy. Bei den genannten Orten scheint eine wasserführende Schicht der untern Sequanienkalke die Dolinenbildung besonders zu begünstigen. Es ist dies eine Erscheinung, welche auch im Faltenjura zu beobachten ist. Wo impermeable Schichten ausstreichen, entstehen lange Dolinenreihen. Als Beispiele führe ich folgende Lokalitäten an: Vacherie Mouillard, nördlich Seleute, auf der Mont Terrikette. Chésel, südöstlich Bourrignon. (Siehe geol. Karte Lit. 12.)

C. Die Formentypen.

Hochflächen, Täler, Hügelzüge und ein Muldenzug bilden in ihrer Zusammensetzung das Relief der Ajoie. Die Hochfläche ist vorherrschender und charakteristischer Formentyp des Landes. Durch die vorwiegend S -N gerichteten Talzüge wird die Malmtafel in einzelne Blöcke gegliedert. Durchgehende, vom hohen Faltenjura bis ins Zentrum der Burgunderpforte führende Wassersammlerin ist die Allaine. Sie zerteilt die Tafel in zwei Tafelstücke, von denen das westliche mit dem Namen Haute Ajoie bezeichnet wird. Dieses westliche, zwischen Doubs und Allaine gelegene Gebiet wird durch das Tal des Gland noch einmal unterteilt. Auch das östliche Tafelstück wird in derselben Richtung durch die Nebenflüsse Cauvate und Vendline durchtalt. Die zwischen diesen Tälern gelegenen Blöcke werden nach ihren typischen Siedlungen benannt. Diese Teilgebiete der Ajoie sind nicht nur durch Flüsse, sondern auch durch tektonische Linien, nämlich durch N-S gerichtete Verwerfungen begrenzt. (Allainetalverwerfung und Cauvatetalverwerfung.) Bei einem Gang von W nach E durch das Untersuchungsgebiet überqueren wir nach einem steilen Aufstieg über den Talhang des Doubs die topfebenen Flächen des Blockes von Blamont. (Höhe 550 m. Jenseits des Gland liegen in 560—600 m die Hochflächen des ausgedehnteren und morphologisch mannigfaltiger gestalteten Blockes von Bure. Oestlich der Allaine setzten sich die Hochflächen in etwas niederer Lage von ca. 500 m auf dem Blocke von Montignez fort. Zwischen Vendline und Cauvate sind die Hochflächen nicht besiedelt. Wir bezeichnen die zwischen diesen beiden Flüssen gelegene Tafel nach dem im Tale der Vendline liegenden Dorfe Bonfol. Die Hochflächen zwischen Vendline und Larg liegen auf tertiären Ablagerungen.

Der Aufteilung der Malmtafel durch S-N laufenden Talzüge kann eine Aufgliederung durch w-e laufende Antiklinalen gegenübergestellt werden. Von S nach N wandernd, steigen wir aus einer Höhe von 900 m über den nordwärts überkippten und streckenweise stark überschobenen Schenkel der Mont Terri-Lomontkette auf die sehr flach gelagerte Malmplatte hinunter. Auf der Linie Rocourt—Porrentruy—Miécourt ist die Malmplatte

synklinal eingemuldet. Ueber einen schwach einfallenden, pultartig ansteigenden Gewölbeschenkel gelangt man auf den flachen Antiklinalkamm des Bois de Juré, welcher wahrscheinlich die Fortsetzung des Fahygewölbes darstellt. Der Nordschenkel dieser niedrigen, die Hochflächen nur um 40 m überragenden Gewölbeform fällt im Gegensatz zum Südschenkel steil ein. Bei dem stark tafelartigen Charakter der Pruntruterlandschaft treten auch solche Geländeformen sehr deutlich zutage. So kontrastiert diese tektonische Linie stark mit den weiten und überaus reliefschwachen Hochflächen, die sich nun nördlich an diesen Höhenzug anschließen. Bevor aber die Kalktafeln am Nordrande der Ajoie in die großen Tiefen des Elsässer Tertiärtroges abbiegen, sind sie noch einmal aufgestaut zu Antiklinalen, welche bis zu 550 m Meereshöhe aufsteigen. (Réchésy-Florimontzug.)

Im W unseres Untersuchungsgebietes sieht der Querschnitt etwas anders aus. Zwischen Mont Terrikette und Fahygewölbe liegt dort der Banné-Ermontzug, dessen Kamm auch wieder 50 bis 100 m höher liegt, als die benachbarten Hochflächen. Die Florimontantiklinale, welche den Pruntruterjura im N begrenzt, setzt bei Boncourt an der Allaine aus. Der Block von Bure fällt westlich dieses Dorfes flexurartig gegen die Burgunderpforte ab. Am schönsten zeigt sich dieser tektonisch und morphologisch ausgeprägte Abfall in der Gegend der in wunderbarer Lage über der Burgunderpforte thronenden Dörfer von St. Dizier und Mont Bouton.

Die angeführten tektonischen Elemente, obwohl sie im Landschaftsbild deutlich hervortreten, vermögen den Tafelcharakter der Gegend wohl zu unterbrechen, nicht aber auszulöschen. Wie die Täler als exogen geschaffene Linien die Hochflächen unterteilen, so bilden diese endogen bedingten Formen Grenzen, die von W oder SW nach E ziehend die Plateauflächen voneinander scheiden. (Siehe Profile Tafel III.)

1. Die Hochflächen.

a) Die Hochfläche westlich Bonfol besitzt einen idealen Tafelcharakter. Sie ist gegen das Cauvatetal, das nur etwa 50 m eingetieft ist, mit einer Kante scharf begrenzt. Nach N hin hat die Tafel ein schwaches Gefälle. Sie ist durch Fluß-

täler nur selten angekerbt. Gegen die Vendline hin zieht sich ein Trockental, dessen unterirdischer Wasserlauf sich durch eine Reihe von Dolinen schon auf der Hochfläche bemerkbar macht. Trotz der Verkarstung ist die Tafel mit fruchtbaren Ackerfluren besetzt, welche von den in den seichten Tälern gelegenen Ortschaften aus bewirtschaftet werden. Die hohe Qualität des Ackerbodens ist auf eine mächtige Lehmschicht zurückzuführen, welche mit einer Lage von verstreuten Geröllen (Wanderblöcke Lit. 28), als der Rest einer einst viel mächtigeren Geschiebedecke (Vogesengerölle), angesehen werden muß. Gegenüber den reichlich mit Flüssen durchströmten Sundgauhochflächen, die sich jenseits der Larg und auf der anderen Seite der Florimontantiklinale ausdehnen, liegt die Oberfläche des Blockes 50 bis 100 m höher.

Zwei wichtige Erscheinungen müssen festgehalten werden: 1. Der Block westlich Bonfol zeigt uns eine eingeebnete Landschaft, eine wie mit dem Messer horizontal geschnittene Fläche. Der Schnitt geht durch stratigraphisch verschieden hoch liegende Schichten des Malms, im S gegen Alle über Virgulamergel, im N über mittlere Kimmeridgienschichten. Längs der Straße Porrentruy-Cœuve, sind nun am Einschnitt des Weges Konglomerate aufgeschlossen, die in die eingeebneten Kalkbänke eingelagert sind. Nach den Darstellungen Hummels (Lit. 53 handelt es sich dabei um Küstenbildungen oligocänen Alters.

Solche Küstenbildungen, aus feineren Malmgeröllen und ganz groben, kubikmetergroßen Blöcken bestehend, findet man auch gegen den Nordrand des Blockes westlich Bonfol in der Umgebung von Beurnevésin wieder. Die Blockhochfläche ist also eine Einebnungsfläche, auf welcher noch die Relikte von Meeres- und Flußablagerungen verschiedener Abschnitte der Tertiärzeit erhalten sind.

2. Die Hochfläche weist verschiedene Niveaus auf, eines in 500 m und ein zweites in 450 m Meereshöhe liegendes, welches unteres Kimmeridge schneidet, daneben aber auch über wenig mächtige Relikte von oligocänen und pliocänen Ablagerungen hinweggeht. Die beiden Niveaus sind durch eine Böschung voneinander getrennt, welche im obern Tal der Cauvate noch Talhang ist, sich dann aber von der Talsohle immer weiter ent-

fernt und zwischen Beurnevésin und Lugnez als Stufe von mehr als 50 m Höhe eine Linie in das Landschaftsbild zeichnet, deren hohes Alter wir später zu beweisen versuchen. (Seite 88.)

b) Der Block von Montignez. Jenseits der Cauvate setzt sich die Hochfläche von Bonfol nach Westen hin fort. Um den Talschluß der Cauvate herum hängen die beiden Hochflächen miteinander zusammen mit Ebenen in 490—500 m. Sonst aber ist die Oberfläche des Blockes höher gelegen. Die ebenen Flächen von „sur Mont" liegen in einer Höhe von 520—540 m, also ca. 40 m höher als die benachbarten Flächen im E. Die Oberfläche schneidet von S nach N immer ältere Gesteine, oberes Kimmeridgien im Süden, Sequanien bei Sur Mont, bei Montignez sogar Rauracien. Somit hätten wir auf diesem Block ebenfalls eine Einebnung festgestellt. Auch in anderer Beziehung weist er Charakterzüge auf, die wir schon für den östlichen Nachbarblock anführen konnten. Die Hochflächen dachen sich hier, wie drüben nach N leicht ab.

Auch hier stellen wir das Vorhandensein eines tieferen Niveaus fest, welches die Gemeinde Montignez mit ihren dazugehörenden Wirtschaftsflächen trägt. Es entspricht in bezug auf Lage und Höhe durchaus demjenigen des Blockes westlich Bonfol, welches wir in tieferer Lage zwischen Beurnevésin und Lugnez feststellen konnten. Auch hier finden wir pliocäne Ablagerungen mit Geröllen aus den Vogesen und aus den Alpen. Allerdings ist das Tertiär besser abgeräumt und die Täler sind trokken. Merkwürdigerweise ist die Entwässerung mehr gegen die als Fluß unbedeutendere Cauvate, als gegen die tiefer eingeschnittene und wasserreichere Allaine hin orientiert.

So hätten wir im Block von Montignez dieselben Züge wieder erkannt, die wir für die Hochflächen östlich der Cauvate geltend gemacht haben. Gegenüber dem Block westlich von Bonfol ist aber der Block zwischen Cauvate und Allaine stärker gehoben. Am linken Talhang der Cauvate hat ja auch Hummel (Lit. 53) zwei Staffelbrüche altoligocänen Alters festgestellt. Durch die intensivere Hebung wurde die Blockhochfläche den abtragenden Kräften gegenüber auch stärker exponiert. Dadurch erklärt sich der tiefere Abtrag des Blockes und das Auftauchen von Sequanien- und Rauracienkalken an der Oberfläche.

In einer Beziehung allerdings können wir die Landschaft auf beiden Seiten der Cauvate noch nicht ganz verstehen. Der Block von Montignez ist gegenüber seinem östlichen Nachbar stärker gehoben. Er ist deshalb auch bis auf die untern Malmschichten abgetragen. Warum aber wurde der Block nicht vollständig auf das Niveau seines Nachbarblockes eingeebnet? In Anbetracht der vollständigen Einebnung der anderen Rheintalischen Brüche (Courtedoux, Chevenez, Rocourt) wundert es einen, daß hier trotz des angeblich hohen Alters der tektonischen Vorgänge keine vollständige Einebnung stattfand. Diese Frage soll später (Seite 114) weiter abgeklärt werden.

c. Der Block von Bure. Jenseits des Allainetales gewinnt die Malmplatte ihre größte Höhenlage mit Flächen in 560—630 m. Es ist die Haute Ajoie, die von den 150—200 m tief eingeschnittenen Tälern aus nicht mehr bewirtschaftet werden kann, und deshalb mit einer Anzahl von geschlossenen Dörfern besiedelt ist. Es sind Ackerbaudörfer, deren Einwohner in den lehmreichen Mulden, aber auch auf den flachen, als „table" oder „planche" bezeichneten Geländeformen einem ertragreichen Getreidebau obliegen. Die Einflüsse der Verkarstung und das rauhe, mit ungehemmter Wucht hereinbrechende Pfortenwetter bringen in die Landschaft schon eine Nuance extensiver Nutzung. Sie macht sich im Landschaftsbilde durch die ausgedehntere Bewaldung und das Auftreten größerer Weideflächen auf den widerständigen, vom Lehm entblößten Kalkbänken bemerkbar. Der Pflug reißt auf den abgespühlten Kalktafeln Platten heraus, die auf buschumkränzten Lesehaufen aufgeschüttet werden. Das leicht gewellte Gebiet steht im Gegensatze zu den stark planierten Oberflächen der Nachbarblöcke. Von den höchsten Punkten, wie etwa vom Haut du Mont südwestlich Bure reicht der Blick weit ins Land, im N bis tief in die große Oeffnung zwischen Schwarzwald und Vogesen, wo der Kaiserstuhl aus dem Dunste sticht, im S an den nahen Wall des Mont Terri-Lomontzuges. Der Abfall des Hochplateaus ist in der Gegend des Grammont südlich Beaucourt am steilsten, der Ausblick von dort auf den Doubsdurchbruch und das Belforterstufenland besonders eindrucksvoll.

Die Umgrenzung des Blockes. Durch klare Linien

ist der Block umgrenzt. Das Allainetal im E und das Tal des Gland im W setzen mit scharfem Böschungswinkel, häufig mit Geländekanten, ein. Die morphologischen Grenzen werden durch tektonische Linien verstärkt. Gegenüber dem Block von Montignez ist die Tafel von Bure wiederum 100—150 m gehoben. Längs des Allainetales hat Hummel Verwerfungen festgestellt, welche, ähnlich wie diejenige längs der Cauvate, Sprunghöhen von 50 m aufweisen. Gegen das Tal des Gland hin biegen die Malmschichten flexurartig ab. Längs der Straße von Abbéviller Hérimontcourt kann man ein Einfallen von 5, 12, ja bis 25° beobachten. Gegen das Tal des Creux-Genazflusses hin fallen die Schichten mit 7° Neigung ein. Im N fehlt dem Block die charakteristische Grenze seiner Nachbarn, nämlich die Antiklinale. Diese ist ersetzt durch einen Abstieg der Schichten gegen E und W. Die allseitige Umgrenzung des Blockes mit tektonischen Linien veranlaßte Hummel (Lit. 60) die Haute Ajoie als einen Horst zu bezeichnen, im Gegensatz zu Kilian, der aus der Lagerung der Schichten mehr auf eine Aufwölbung schloß. Räumlich deckt sich nun das, was Hummel als Horst bezeichnete, nicht mit dem Gelände, welches wir dem Block zurechnen wollen.

Das Niveau von Fesches. Von den Höhen der Blockkuppel erblickt man zu Füßen der großen Abdachung von St. Dizier eine weite 400—410 m liegende Fläche. Hummel hat das Abtauchen der Malmtafel von den Höhen von Bure über St. Dizier zu diesem Niveau als Grenze des Horstes gegen den Rheintalgraben angesehen. (Lit. 53, pag. 33.) Die Schotter des Niveaus von Fesches liegen auf oligocänen Ablagerungen. Es scheint deshalb gerechtfertigt, die Fläche von 400 m mit dem Dorfe Fesches dem Sundgau anzugliedern.

Bei einer nähern Betrachtung entdecken wir aber unter den pliocänen Schottern noch Malmkalk, der längs der Allaine da und dort am Talhang hervortritt. (Siehe Karte Lit. 15.) Die meisten der aus den Hochflächen von Fesches der Feschotte zustrebenden Wässerchen versickern. Gegen Audincourt hin beobachtet man die typischen Trockentäler. Trotz einer tertiären Ueberdeckung zeigt also der Formenschatz Aehnlichkeit mit den Formen der Ajoie. So sprechen die morphologischen Erscheinungen für eine Angliederung der Hochfläche an den Block von

Bure. Viel eher noch aber berechtigen uns die tektonischen Verhältnisse der Gegend, das fragliche Gebiet unserer Untersuchungszone anzugliedern. Durch die in der zentralen Zone der Burgunder Pforte angesetzten Bohrungen (Lit. 75 von Charmois, Suarce und Reppe ist bekannt, daß die Malmplatte nördlich der Allaine in 900—1000 m Tiefe liegt. Sehr wahrscheinlich besitzt die Allainetalverwerfung, die bei Morvillars nach N abbiegt, so große Sprunghöhen und muß als eigentlicher Rand des zum Golf von Montbéliard ausbuchtenden Rheintalgrabens angesehen werden. Daraus schließen wir nun: Der Abfall von St. Dizier, mit welchem die Malmplatte nur 200 m absinkt, ist nur eine untergeordete Erscheinung im Vergleich zu der fast 1000 m tiefen Versenkung längs des als Verwerfung oder als Flexur ausgebildeten Randes des Rheintalgrabens. Es ist deshalb naheliegend, das Niveau von Fesches dem Blocke von Bure anzugliedern.

Die Flächengliederung des Blockes. Im Hinblick auf die im E des Untersuchungsgebietes gemachten Beobachtungen ist es nun gegeben, die Oberfläche des Blockes von Bure mit den bereits bekannten Hochflächen zu vergleichen. Sofort ist man nun geneigt, das Niveau von Fesches den tieferen Niveaus der Nachbarblöcke gleichzustellen. Diese Frage ist aber vorerst nicht zu entscheiden. Wir ziehen es vor, zuerst den Charakter der Hochfläche zu beschreiben, um dann später bei der Behandlung der Abdachungen noch einmal auf diese Frage zurückzukommen. In der Umgebung von Bure und Fahy stellen wir in ca. 600 m Verebnungen fest, die über flachen Rücken, über geringe Erhebungen der dortigen Gegend liegen. Diese Verebnungen sind in der nachfolgenden Tabelle angeführt:

Lokalität	Gesteinshorizont	Höhe ü. Meer m
Haut du Mont, südl. Bure	Oberes Kimmeridgien	633,3
La Table, Planche südöstl. Bure	Unteres Sequanien	613
Cherteau, östl. Bure	Sequanien	609
Paradies, nördl. Bure	Unteres Sequanien	620
Beau Regard, nördl. Fahy	Oberes Kimmeridgien	608
Zollhaus Fahy, Reservoir	Oberes Kimmeridgien	607
Croix	Mittleres Sequanien	610
Hautes Bornes, östl. Abbéviller	Sequanien	609
Höhen nördl. Abbéviller	Kimmeridgien	605
Höhen südl. Abbéviller	Kimmeridgien	593

Neben diesen auf Höhen und Kuppen liegenden Flächen ist ein zweites Niveau in 560–570 m sehr deutlich und weit verbreitet vorhanden. Nordwestlich Fahy steigt die obere Fläche (Zollhaus) mit einer deutlichen Stufe aus dem Niveau 560 m empor. Wir nennen diese höhere Fläche F 1. Aus der Tabelle geht hervor, daß die Teilstücke dieser F 1 verschiedene Stufen des Malmes schneiden. An einem Straßeneinschnitt südlich Bure kann man sehr schön beobachten, wie eine horizontale Oberfläche 12° südlich einfallende Malmschichten schneidet. Auch für das Niveau F 2 kann gut nachgewiesen werden, daß es sich nicht einfach um Schichtstufen handelt, sondern um eine richtige Einebnungsfläche, die östlich Fahy glatt über widerständige und weniger widerständige Schichten hinweggeht. Der Block von Bure ist stärkeren Bewegungen ausgesetzt worden als seine Nachbarblöcke. Wir müssen damit rechnen, daß die Flächen gegen die randlichen Abbiegungen hin tiefer liegen und dort durch die eingreifende Zerlappung durch die Täler, auch durch die Terrassierung derselben, nicht überall mehr richtig auseinander gehalten werden können. Es ist deshalb nicht möglich, die beiden festgestellten Niveaus mit Sicherheit mit den Niveaus auf den Nachbarblöcken zu parallelisieren.

Die Abdachungen. Im allgemeinen sind die höher gelegenen Zonen im Jura häufig stärker abgetragen als die tiefer gelegenen. Das trifft aber für die Haute Ajoie nicht zu, obwohl die Blockhochfläche ganze 200 m über die Umgebung hinausragt. Ein Blick auf die geologische Karte genügt, um festzustellen, daß sowohl auf dem Niveau von Fesches, als auch auf der Höhe der Blockkuppel und in der Synklinalzone von Pruntrut obere und untere Malmschichten von der Oberfläche geschnitten werden. So kann man von keiner der angeführten Gegenden behaupten, sie wäre stärker abgetragen als die andere; doch ist es möglich, daß der Abtragungszustand der Malmplatte, wenn er auch überall der gleiche ist, doch in der Höhe zu einem anderen Zeitpunkt erreicht worden ist, und daß demnach die Höhen der Blockkuppel ein anderes Alter hätten, als die Verebnungen der tieferen Gebiete. Um dieses Verhältnis der Formen der Höhen zu den Formen der tiefer gelegenen Gebiete abzuklären, betrachten wir die Abdachungen.

Die Tafel des Haut du Mont 633 m besteht aus Kimmerid-

gienkalken. Sie fällt mit 4–7° gegen die Synklinalzone von Pruntrut ein. In der Gegend von Courtedoux liegt sie noch 480—500 m hoch und ist dort als altoligocäne Einebnungsfläche von Küstenkonglomeraten überschottert. Schon in altoligocäner Zeit reichte der Abtrag der Malmplatte in dieser Gegend bis auf die Sequanienbänke hinunter. (Bei Mavaloz an der von Pruntrut nach Bressaucourt führenden Straße.) Es ist nun zu beweisen, daß auch die auf der Höhe der Blockkuppel gelegene Kimmerdgienplatte des Haut du Mont zur selben Zeit schon auf ihr heutiges Niveau abgetragen war und daß die Abtragungsvorgänge seither auf dieser Platte keine weiteren Fortschritte mehr erzielten. Vorstellbar wäre zwar auch die folgende Möglichkeit: Die längs des Creux-Genaztales liegende Fläche, die mit ihren um Pruntrut herum zu beobachtenden Küstenkonglomeraten als altoligocäne Rumpfebene besteht, wurde durch eine muldenartige Versenkung vor der Zerstörung geschützt. Die Kalkplatte des Haut du Mont, die heute zwar in demselben Abtragungszustand sich befindet, war damals noch mit höheren Schichten bedeckt. In Frage kämen Kreidekalke oder mächtigere tertiäre Ablagerungen. Abtragungsvorgänge würden dann im Miocän oder noch später diese Schichten entfernt haben. Die über die Schichten des Kimmeridgien hinweggehende Fläche wäre dann erst später entstanden, als die Auflagerungsfläche der oligocänen Gompholithe von Pruntrut.

Triftige Gründe sprechen gegen diese Annahme. In der ganzen Ajoie und ihrer weitern Umgebung fehlen höhere Kalkhorizonte als Virgulien. Hummel (Lit. 53, pag. 75) meint, daß jüngere Jurasedimente überhaupt nie abgelagert wurden. Da die Gompholithe eher unteroligocänes Alter haben, als mitteloligocänes, die Möglichkeit mächtigerer Ablagerungen eocänen oder praemitteloligocänen Alters für die Ajoie auch nicht in Frage kommt, ist anzunehmen, daß die Defizite der Malmplatte im Gebiet des Haut du Mont zur gleichen Zeit entstanden, wie diejenigen in der Gegend von Pruntrut. Somit können wir annehmen, daß auch die höheren Teile der Abdachung und selbst die Gebiete der Blockhochfläche schon in altertiärer Zeit sich in dem Abtragungszustand befanden, in dem wir sie noch heute antreffen. Die Krustendefizite, die schließlich das Formenbild bestimmen, sind auf der Höhe des Blockes, wie in der Syn-

klinalzone, sowie auf dem Verbindungsstück dieser beiden Gebiete durch das Werk praemitteloligocäner Abtragungsvorgänge entstanden. Diese Feststellung dürfte nicht nur für das Gebiet der Haute Ajoie, sondern allgemein für die weiten Hochflächen am Nordfuße des Lomont Gültigkeit haben.

Aehnlich wie im Gebiete der Südabdachung liegen die Verhältnisse auf der Nordabdachung des Blockes. Die Schichten des Abfalles von St. Dizier, Beaucourt und Montbouton haben mit ihrem Einfallen nach NE und NW schon mehr die Gestalt einer Antiklinale, die im Grammont den Gewölbescheitel besitzt, und die quer zur allgemeinen Richtung der Jurafalten steht, aber parallel zu den Rheintalischen Verwerfungen verläuft. Die Durchtalung der Abdachung ist weiter entwickelt als im S des Blockes. Aber zwischen den tiefen, steilwandigen Nebentälern der Feschotte und des Gland sind lange Sporne erhalten geblieben, auf welchen die Siedlungen stehen, und über welche die Straßen von den Höhen der Blockkuppel auf das Niveau von Fesches hinunter führen. Die Spornrücken sind die Reste der alten, verstellten Einebnungsfläche. Die Schichten sind auf ihnen bis auf das Rauracien abgetragen. Aber der starke Grad der Zerstörung der Malmplatte ist weder auf die Arbeit der modernen Flüsse, noch auf den durch das steile Einfallen der Schichten begünstigten flächenhaften Abtrag zurückzuführen. In der Umgebung von Fesches verschwinden die Malmschichten unter einer geschlossenen Decke oligocäner Ablagerungen. (Lit. 15.) Dort zeigt es sich wieder, daß die Malmplatte schon zur Zeit der Ablagerung der oligocänen Sedimente stark abgetragen worden war. Im W gegen Audincourt hin bis in die Gegend von Dasle erscheinen unter der Decke des oligocänen „Système de Bourogne" obere Malmschichten. In der Gegend von Fesches transgredieren die oligocänen Bildungen über Sequanien. Bemerkenswert ist das südlich Badevel liegende Vorkommen von oligocänen Sedimenten, welche schon auf sehr tief abgetragenem Sequanien abgelagert wurden. Vergleichen wir den Abtragungszustand der über die Abdachung von St. Dizier zum Block von Bure aufsteigenden Malmplatte und ihre über den Block wegziehende Fortsetzung mit dem Abtragungszustand der Malmplatte von Fesches, so können wir nur feststellen, dass kein Unterschied besteht. Ueberall, wo die moderne Eintiefung der Flüsse noch

nicht hinreicht, finden wir die Malmplatte im Abtragungszustand, wie er schon bei der Ablagerung der oligocänen Sedimente erreicht war. Die Aufwölbung des Blockes von Bure hat allerdings die Malmplatte 200 m höher getragen. Daraufhin haben die Flüsse mit grosser Schärfe ihre charakteristischen Talformen in die alte Landoberfläche eingetieft, im N des Blockes mit grösserer, im S mit geringerer Intensität. Auf der Hochfläche selber zeichnen die unterirdisch arbeitenden Bäche neue Formen in die alte Landform. Sonst aber ist diese weithin wohl erhalten. Das Vorhandensein der Altfläche, vor allem die Art und Weise, wie sie aus den Niederungen aufsteigt und in der Hochfläche von Bure die Blockkuppel überspannt, hat uns überrascht. Unser Wissen vom Vorhandensein einer oligocänen Landform auf dem Blocke von Bure ist ein erstes Ergebnis unserer Untersuchung. Fast noch wichtiger erscheint es uns aber, folgende Frage zu beantworten: Wie konnte uns diese Form in so großer Ausdehnung und unter dem Einfluß der Hebung so lange erhalten bleiben. Wir werden Seite 97 versuchen, diese Frage einer Lösung entgegen zu bringen.

Ein Vergleich des Blockes von Bure mit seinen östlichen Nachbarn führt zu folgenden Ergebnissen: Der Block liegt wieder etwas höher. Er ist noch etwas tiefer abgetragen. Seine Oberfläche ist an Formenelementen reicher. Hügelrücken und Mulden, Abdachungen im N und S und ein tiefer gelegenes Niveau in 400 m Höhe setzen das Landschaftsbild zusammen. Westlich und östlich sind die Hochflächen von zwei Tälern begrenzt, die in steilen, bewaldeten Böschungen zu den in 370—450 m Höhe liegenden Talsohlen abfallen. Eine ganze Reihe gerader Seitentäler zerlappt die Hochflächen, die aber auch tektonisch leicht zu den Flüssen abbiegen. Es entsteht eine prächtige Spornlandschaft. Die Täler greifen rückwärts ein in die tiefern Niveaus und Mulden der Blockoberfläche, endigen aber an einer mehr oder weniger steilen Stufe. Ueber diesen Talschlüssen, die besonders im Bereiche der Abdachung von St. Dizier wandartigen Charakter haben (Pont Sarrazin), greifen sie weiter ein in den Block in Form von seichten Karstmulden (Combe); sie machen sich als Anfänge von geschlossenen Bekken (Poljen) bis in die zentralen Teile der Blockkuppel bemerkbar.

Mit diesem etwas belebteren Relief steht der Block im Gegensatz zu seinen Nachbarn. Da drängt sich einem die Frage auf: Hat die Haute Ajoie wohl eine etwas andere Entwicklungsgeschichte, als die östliche Ajoie und ist die Allaine mit der sie begleitenden tektonischen Linie eine Grenze zwischen zwei verschiedenen Landschaften? Wir haben bereits festgestellt, daß die oligocänen Ablagerungen der Umgebung des Blockes von Bedeutung sind für die Datierung aller Altformen des Blockes. Für den Zeitabschnitt des Alttertiärs hat die Malmplatte im W dieselbe Entwicklung durchgemacht wie im E, wo wir ebenfalls Ueberdeckung mit Küstenkonglomeraten feststellten. Folgende Angaben sollen nun bezeugen, daß auch im Jungtertiär die Malmplatte des ganzen Untersuchungsgebietes denselben exogenen Vorgängen ausgesetzt war. Bei sorgfältigem und immer wieder geübtem Absuchen der Ackerfluren der Haute Ajoie konnten wir an weit auseinander liegenden Stellen faustgroße Relikte einer Geröllldecke auffinden. Es handelt sich dabei um Buntsandsteinbrocken und Quarzite, von derselben Art, wie wir sie gegen E hin auf dem Blocke westlich von Bonfol und in den pontischen Geröllsanden von Lugnez sammelten. Auch Hummel führt auf seiner unveröffentlichten Karte (Lit. 11) einige Fundstellen von solchen Geröllen an. In folgender Tabelle sind alle bis jetzt im Gebiete des Blockes von Bure bekannt gewordenen Fundstellen angeführt:

Fundstelle	Unterlage	Höhe ü. Meer
		m
Ferme de la Misere, südl. der Straße Bure—Fahy	Kimmeridgien	600
Straße Fahy—Chevenez	Oberes Kimmeridgien	584
Les Vies de Buix, nördl. Bure	Unteres Sequanien	560
Abbéviller, südl. Fourneau	Unteres Kimmeridgien	540
Chevenez, südl. des Dorfes bei La Crai	Virgulien	560
Le Maira	Rauracien	500

Das Vorhandensein dieser Gerölle auf der Hochfläche des Blockes von Bure berechtigt uns zu den nachstehenden Schlußfolgerungen:

1. Der Block von Bure wurde wie seine östlichen Nachbarn von den Vogesenflüssen überschottert. Die Ueberhöhung der

Haute Ajoie über die Hochflächen der östlichen Ajoie ist ein Vorgang, der erst in postpontischer Zeit in Erscheinung treten konnte. 2. Die Ablagerungen der Vogesenflüsse transgredieren über alle Malmschichten hinweg, wie auch die oligocänen Küstenkonglomerate über oberen bis untern Malm abgelagert wurden. Die Auflagerungsfläche der oligocänen Küstenkonglomerate ist im Gebiet der Ajoie auch wieder die Auflagerungsfläche der im Pontikum abgesetzten Geschiebe.

2. Die Bergformen

a) Die Falten der Ajoie.

In der Umgebung von Pruntrut bietet der Elsgauerjura den Anblick eines Hügellandes mit niederen Bergrücken. Diese überragen die Hochflächen nur um 50–100 m. Die Flüsse durchbrechen die Bergketten, und in den Klusen ist da und dort der geologische Bau zu beobachten. Die auf- und absteigenden Gesteinsschichten zeigen den antiklinalen Bau der Höhenzüge. In bezug auf Richtung und Bau verraten die Gewölbe klar die Wesenszüge des hohen Kettenjura. Der Banné-Ermontzug steht in direkter Beziehung mit der Mont Terrikette, von welcher er bei Bressaucourt abzweigt und in ne Richtung in den Elsgau hinein streicht, wo er zwischen Courgenay und Alle periklinal endigt. Anschließend an diesen Antiklinalzug folgt gegen Norden die schwach ausgebildete Synklinalzone Rocourt—Porrentruy—Miécourt. Aus dieser Mulde steigen die Gesteinsbänke in schwachem Einfallen von etwa 5° als Südschenkel der Fahyantiklinale an. Wir kennen diese Geländeform bereits aus dem vorangehenden Kapitel, wo wir sie als Abdachung des Blockes von Bure besprochen haben. Die Fahyantiklinale ist eben nicht überall klar ausgebildet, am deutlichsten noch nördlich Pruntrut, wo sie von der Allaine durchbrochen wird. Gegen E setzt sie ein Stück weit aus, oder ist nur als Flexur ausgebildet, wie übrigens auch ganz im W, nördlich von Chevenez. Der Wald „Bois Juré" südlich Vendlincourt steht auf einer Geländeform, die wir als die östliche Fortsetzung des Fahygewölbes bezeichnen möchten. Der antiklinale Bau der Gewölbe am Nordrand unseres Unter-

suchungsgebietes ist auch nur an wenigen Stellen mangels an Aufschlüssen genau zu erkennen. Im Dorfe Boncourt sieht man den Nordschenkel der Florimontantiklinale sehr steil einfallen. Ebenso kann man im Bachbett der Cauvate bei Florimont und in einem Steinbruch am Nordabhang des Réchésygewölbes das Einfallen der Schichten messen. Im Uebrigen können wir uns, was den Bau dieser niedrigen Antiklinalen und ihre Beziehungen zu den Rheintalischen Brüchen anbelangt, auf die interessanten Untersuchungen Hummels (Lit. 53) stützen.

Die formenkundliche Bedeutung dieser Höhenzüge erkennen wir am besten am Abtragungszustand der Gesteinsmäntel, der Gewölbe. Dabei kommt es uns immer darauf an, den Anteil der innenbürtigen und der außenbürtigen Kräfte an der Gestaltung einer Oberflächenform zu erfassen. Das Zusammenspiel dieser Kräfte (Intensitätsverhältnis nach W. Penck) offenbart sich uns wohl am besten, wenn wir den Abtragungszustand der Antiklinalen mit demjenigen der benachbarten Hochflächen vergleichen. Als günstigstes Beobachtungsobjekt wählen wir eine gut ausgebildete Antiklinale, nämlich das Banné Ermontgewölbe. Die von Courgenay nach Pruntrut führende Hauptstraße benützt ein prächtig entwickeltes Quertal, das den Höhenzug durchschneidet. In dieser Kluse ist das Innere des Berges gut aufgeschlossen. Wie Abb. 14 zeigt, ist der Höhenzug durch die Aufwölbung der Malmgesteine entstanden. Die Antiklinale wäre aber um 40—100 m höher, wenn nicht die außenbürtigen Kräfte sich beim Formungswerk mit beteiligt hätten. Diese haben in der Kammregion die harten Gesteinsbänke des Kimmeridgien und des oberen Sequanien abgetragen. Ein Blick auf die geologische Kartenskizze (Tafel I) zeigt, daß die Scheitelzone des Bannégewölbes westlich Pruntrut ebenfalls bis auf die Schichten des Sequanien hinunter entblößt worden sind. Im Gebiete des hohen Faltenjura zeigt sich diese Erscheinung noch viel ausgeprägter. In der Kammregion ist dort der ganze Malmmantel entfernt worden, und man spricht von der Kappung der Gewölbe. Der Umstand, daß der Abtrag oben auf der Bergform einsetzt, widerspricht dem, was wir von der rückschreitenden Erosion zu erwarten gewohnt sind. Bei den großen Böschungswinkeln der Bergflanken und der leichteren Erreichbarkeit der Gehänge durch die rückschreitende Erosion der Flüsse erscheint doch ein An-

griff der exogenen Kräfte auf den Berg von unten her viel naheliegender.

Die kleinen Gewölbe der flachen Ajoie erweisen sich bei der Abklärung dieser Frage als günstige Studienobjekte. Um den Abtrag in der Kammregion zu erklären, stehen uns zwei Möglichkeiten offen. 1. Die Bergrücken wurden nach der Aufwölbung der Höhenzüge durch Denudation flächenhaft stärker abgetragen als die Flankenpartien. Der Abtrag der oberen Malmschichten erfolgte nach der Auffaltung. Oder aber: 2. Die Bildung der Antiklinalen erfolgte in zwei Phasen. Nach einer ersten Auffaltung folgte eine Einebnung der Gewölbe auf das Niveau der Umgebung. Später wurde das abgetragene Gewölbe wieder aufgefaltet. Die Einebnungsfläche wurde bei der Aufwölbung verbogen.

Bei der Annahme der ersten Deutung, müßten wir voraussetzen können, daß die obersten Gebiete der Höhenzüge andern klimatischen Einflüssen ausgesetzt waren, als die Bergflanken. Bei diesen niedrigen Bergformen trifft dies aber nicht zu. Die Böschungsverhältnisse der Gehänge würden eher für einen intensiveren Abtrag der Bergflanken sprechen. Andere Gründe sprechen zudem für die Richtigkeit der zweiten Deutung: Auf der Achse des Banné—Ermontzuges liegen beim Hofe Mavaloz oligocäne Küstenkonglomerate. Sie transgredieren dort über Sequanien. Der Umstand, daß schon zur Zeit der Ablagerung alttertiärer Sedimente tiefere Malmhorizonte im Bereiche der Gewölbachse entblößt worden waren, macht eine erste Aufwölbung vor oder während der Zeit der Ablagerung wahrscheinlich. Die Ueberdeckung der Gewölbezonen mit grobklastischen Bildungen wirft auch ein Licht auf die Art der Formgestaltung. Unter diesen Umständen ist es wohl richtig, die Entfernung der oberen Malmschichten durch marine Brandungstätigkeit zu erklären. Daß nach der Ablagerung der oligocänen Sedimente dann die Faltung wieder einsetzte und den Gewölben die neue Gestalt verlieh, zeigt sich sehr schön im Steinbruch des Oiselier südwestlich Pruntrut. Die Konglomerate mit den drüberliegenden Kalksandsteinen sind dort mit den Bänken des Kimmeridgien verstellt und zeigen nördliches Einfallen. Das Auftreten von Faltungserscheinungen zur Oligocänzeit wurde auch in anderen Gegenden des Jura beobachtet. (Durch Jenny im Gebiet des Blauen,

durch Schnéegans am Glaserberg, und zwar südlich Wolschwiller im Dürrenmattgraben (Lit. 99).

Außer diesen alttertiären Sedimenten liegen auf den niederen Gewölben des Elsgaues auch noch Relikte jungtertiärer Ablagerungen. Es sind das die Quarzit- und Buntsandsteingerölle, welche uns auf den Hochflächen schon begegnet sind, und welche wir als Rückstände einer zur Zeit des Pontikums abgesetzten Schotterdecke bezeichneten. Auch auf den Hängen des Banné Ermontzuges konnten solche Gerölle gefunden werden. Es ist nun nicht ohne weiteres verständlich, wie solche Gerölle in Niederungen und zugleich auf Höhenzügen von Flüssen aufgeschüttet werden konnten. Auch diese Erscheinung kann auf zwei verschiedene Arten gedeutet werden: Entweder bestanden die Antiklinalen schon zur Zeit der Ablagerungen der Vogesengerölle, und die in Frage kommenden Flüsse haben ein altes Relief eingedeckt, oder aber die Flüsse setzten ihre Geschiebe auf einer bereits eingeebneten Landoberfläche ab. Daraufhin wurden die eingeebneten Gewölbe wieder gebildet und die Flußablagerungen bis auf die Schotterrelikte entfernt. Ohne uns für die eine oder andere Lösung zu entscheiden, können wir auf alle Fälle annehmen, daß auch im Hinblick auf die Geröllfunde mit einer vorpontischen Faltung gerechnet werden darf.

Unsere Schlußfolgerungen würden demnach lauten: Der Banné –Ermontzug zeigt die Merkmale einer mindestens zweiphasigen Faltung. Es bestehen Anzeichen dafür, daß die Achse schon zur Oligocänzeit aus dem Niveau ihrer Umgebung herausgehoben und wieder eingeebnet worden war. Eine zweite Faltungsphase folgte später, entweder vor oder nach der Ablagerung der Vogesengerölle. Was aber von der Malmplatte abgetragen wurde, das erfolgte eher in der Oligocänzeit als im Pontikum. Die Vogesenflüsse haben entweder gar nichts, oder dann nur alttertiäre Ablagerungen weggeräumt. Auch auf den andern Gewölben der Ajoie wurde auf den höchsten Teilen Kalk abgetragen. Zum Beispiel ist die Scheitelzone des Gewölbes südlich Vendlincourt (Bois juré) etwas stärker abgetragen als die umliegenden Hochflächen. In der Zone des stärksten Abtrages liegen die groben Konglomerate, welche im Eisenbahneinschnitt südlich Vendlincourt so schön aufgeschlossen sind.

b) Die Mont Terrikette.

Viel stärker als auf den niederen Antiklinalen der flachen Ajoie zeigt sich der Abtrag auf den höchsten Zonen der Gewölbe des Faltenjura. Uns interessiert vor allem die Bergkette, die bei der Faltung des Jura gleichsam auf die flache Tafel des Elsgaues aufbrandete. Heim (Lit. 49) bezeichnete diese am weitesten nach N vorgeschobene Jurafalte des Mont Terri als „Brandungskette". Auf der Mont Terrikette ist der Malmmantel bis auf zwei Stellen vollständig entfernt. Der Antiklinalschenkel auf der Südseite ist bis auf den untern Malm abgetragen. Auf der Nordseite des Gewölbes treten starke Ueberschiebungserscheinungen auf. (Lit. 65, 53, 80, 81, 169.)

Es kommen dort die überkippten, oder doch wenigstens ganz steil gestellten Schenkel in anormalen Kontakt mit der Malmplatte des Elsgaues. Der Nordschenkel der Mont Terrikette ist, wie das die Aufschlüsse im Eisenbahntunnel von La Croix zeigen, auf oligocäne Ablagerungen überschoben. An einzelnen Stellen ist die Mont Terrikette bis auf die Schichten des untern Doggers, ja bis auf den Keuper abgetragen. So beteiligten sich am Aufbau der Oberflächenformen auch die wenig widerständigen Oxford- und Opalinustone. Der Formenschatz dieser hohen Jurakette ist deshalb viel mannigfaltiger, als derjenige der niederen Gewölbe, wo ausschließlich der Malm das Oberflächengestein bildet. Neben dem Gesteinscharakter ist auch die Lagerung der Gesteinsbänke (Struktur) von großer Bedeutung für die Entstehung der Formen .

Die Struktur der Mont Terrikette. Mangels einer genauen geologischen Kertierung der Mont Terrikette sind noch manche Erscheinungen des Gebirgswalles ungeklärt. In der Hauptsache sehen wir in dem vielfach über 900 m hoch ansteigenden Höhenzug eine Antiklinale, die sich aus dem Jura zwischen Delsbergerbecken und Oberrheinischer Tiefebene herauslöst und nach W zieht. Der innere Bau ist durch den Durchstich des Tunnels von La Croix (Bahnverbindung St. Ursanne—Courgenay) bekannt. (Lit. 80.) Aus dem Doubstal steigt der Südschenkel steil auf und geht dann über in flache Lagerung. Der Nordschenkel liegt überkippt und überschoben über dem Oligocän der Elsgauerplatte. Diese gab dem Gebirgsdrucke nach und

wurde im Bereiche der Ueberschiebung eingedrückt. Nach den bei Anlaß einer Bohrung südlich Cornol vorgefundenen Verhältnissen liegt die Malmplatte 330 m tief unter den Ueberschiebungsmassen des Mont Terri begraben. Die Einebnungsfläche der Ajoie wurde dort, wo sie von den Gesteinsmassen des überkippten Nordschenkels überfahren wurde, 150—200 m tief abgesenkt. Somit kann man sagen: Die Brandungskette hat nicht nur einen Faltenhochgang, sondern auch einen Faltentiefgang.

Der Nordschenkel der Mont Terriantiklinale ist aber nicht überall gleich gebaut. Man kann die Antiklinale in drei verschiedene Abschnitte gliedern. Der erste, östliche, zwischen Frégiecourt und Courtemautruy gelegene und stark überschobene Teil weicht stark von der Ostwestrichtung ab und streicht mehr gegen NE gegen den Pfirterjura hin. Bei tiefer Lage der Ueberschiebungslinie springt in diesem Abschnitt die Kette weit nach N vor. Im mittleren, von Courtemautruy bis Bressaucourt sich erstreckenden Abschnitt scheint die Ueberschiebung auszusetzen. An Stelle der überkippten Gesteinsbänke sieht man in diesem Abschnitt die Schichten steil einfallen. In die Malm- und Doggerbänke haben die Bäche enge Tore eingeschnitten. Die Oxfordtone sind reduziert. In den Schluchten sind im Bereiche des Malmes drei kleinere Gewölbe aufgeschlossen, von denen das nördlichste schon von Rollier als Vaberbingewölbe angeführt wurde. (Lit. 88.) Es ist aber wie auch die anderen kleinen Gewölbe durchgehend und deshalb nicht nur südöstlich Bressaucourt, sondern auch südwestlich Courgenay noch zu beobachten. Im westlichen, bis Roche d'Or reichenden Abschnitt unseres Untersuchungsgebietes wurde durch A. Buxtorf und E. Lehner (Lit. 27) die Ueberschiebung wieder festgestellt. P. Fallot (Lit. 35) zeigt dann, daß die Ueberschiebung nicht in die Luft hinausstreicht, wie das zuerst angenommen wurde, sondern, daß sie westlich Roche d'Or gegen den Doubs umbiegt, das Tal dieses Flusses bei Vaufrey schneidet und sich im Clos du Doubs weiter nach W fortsetzt. Die Mont Terri-Antiklinale sinkt westlich Roche d'Or axial ab. Die Verbindung zum Lomont hinüber wird durch eine selbständige Antiklinale gebildet. (Lit. 35.)

Die Formen der Mont Terrikette. Die tektonisch gegebene Form ist durch das Werk der außenbürtigen Kräfte noch lange nicht überwunden, aber doch schon stark in Angriff

genommen. Der durch den antiklinalen Bau entstandene Wall ist zwischen Birs- und Doubsdurchbruch von der Erosion nirgends so stark angegriffen worden, daß man etwa von einer Lücke sprechen könnte, die dem Verkehr dienlich wäre. Der Tektonik entsprechen auch vielfach die Böschungswinkel. Gegen N, wohin die Schichten überschoben sind, fallen auch die Hänge besonders steil ab. Der Südschenkel, welcher gegen die Doubssynklinale flach einfällt, trägt einen schwach geneigten Hang, auf welchem sich sogar eine Reihe von Siedlungen entwickeln konnten. Und doch sind die abtragenden Kräfte gewaltig an der Arbeit und unterteilen die flachen und die steilen Bergflanken durch tief eingelegte Erosionsfurchen. Ohne die Abtragungsvorgänge hätte der Bergwall vor allem in seiner Kammregion ein ganz anderes Aussehen. Er würde 100—200 m höher sein, weil er dann seinen Malmmantel noch trüge. Durch die Entfernung dieser harten Schale konnte die Erosion in den tieferen, weichen Schichten besondere Formen schaffen.

Der Faltenrücken. Gewölbescheitel und Bergkamm überdecken sich, wenn die Antiklinale symmetrisch gebaut ist, und der Abtrag die Kammregion gleichmäßig erfaßt. Dies ist bei unserem Höhenzug nicht der Fall. Der Gewölbescheitel liegt an der Basis des Nordabhanges. Wenigstens ist dies für den östlichen Abschnitt in der Umgebung des Tunneldurchschnittes der Fall. Aber auch gegen W hin findet die Hauptumbiegung der Schichten im Bereiche des Nordabhanges statt. So fließen denn die Flüsse des Nordhanges unseres Walles meist über südlich einfallende Gesteinsbänke. Auch der von Delémont über Les Rangiers nach Pruntrut hinüberführende Bergpaß ist an dem Nordhang bis weit hinunter in nach S einfallende Schichten eingehauen. Der Rücken des Höhenzuges ist also aus nach S einfallenden Doggerschichten herausgeformt. Während die Hänge vielfach ein dichtes Waldkleid tragen, sind die obersten Regionen des Walles meist gerodet und werden als Weiden benützt. Gegen N setzt der Hang unvermittelt und steil ein, und fällt über die Schichtköpfe ab. Eigenartigerweise ist nun die Kammregion bis auf einen kleinen Rest, den prächtigen Plainemont, bis auf den oberen und mittleren Dogger abgetragen. Die Malmplatte ist mit Ausnahme der genannten Stelle überall abgeräumt worden, während sie auf den steileren Böschungen der Berg-

flanken erhalten blieb. Wir begegnen hier wieder demselben Problem, welches uns schon bei der Betrachtung der niederen Gewölbe beschäftigte. Es ist die Erscheinung der Kappung, die uns allerdings hier viel auffälliger entgegentritt. In Anbetracht der Höhenlage, — wir befinden uns hier oben doch schon fast 1000 m, könnten nun doch klimatische Faktoren, bei der Abtragung der Rückenregion eine größere Rolle spielen, als auf den niederen Antiklinalen der flachen Ajoie. Oligocäne Ablagerungen sind auf diesem Bergrücken keine vorhanden. An einer anderen Stelle (Seite 91) vertreten wir die Ansicht, daß die Malmplatte im Gebiete des Bernerjura zur Oligocänzeit noch allgemein erhalten war. Der starke Abtrag der Kammregion muss also später eingesetzt haben. Zunächst wollen wir überprüfen, wie weit flächenhafte Abtragung, welche nach der Aufwölbung der Bergkette eingesetzt hätte, für die Entfernung der widerständigen Malmpakete verantwortlich gemacht werden kann. Blicken wir einmal auf das sehr flach gebaute Lomontgewölbe hinüber, so sehen wir dort die Malmplatte in Höhen bis über 700 m aufsteigen.

Auch im E des Untersuchungsgebietes, in der Gegend von Pleigne, ist die Malmplatte in einer Höhe von 700 m gut erhalten. Wir glauben nun nicht, daß die klimatischen Einflüsse in der um 150—200 m höher liegenden Kammregion viel stärker wirkten, so daß sie imstande gewesen wären, eine Mehrleistung zu vollbringen, die bis zur völligen Entfernung der Malmplatte aus der Kammregion geführt hätte. Wir sehen nicht ein, warum die Denudation auf den Gebirgsflanken von Montancy und Montursin nicht auch dieselben Erfolge haben konnte, wie in der nur wenig höheren Kammregion. Die Entfernung der Malmplatte erscheint uns in einem anderen Lichte, wenn wir die Gerölle berücksichtigen, welche in gewissen Gebieten der Mont Terrikette gefunden werden. Bei La Caquerelle findet man in den Ackerfeldern häufig grobe Quarzit- und Buntsandsteingerölle. Diese deuten darauf hin, daß vor der Aufwölbung der Antiklinale bedeutende Flüsse über die Gegend hinweg flossen. Diese schon längst bekannte Tatsache macht die Beteiligung der normalen Flußerosion bei der Entfernung der Malmplatte wahrscheinlich. Allerdings konnte der Malm nur dann entfernt werden, wenn er über der Erosionsbasis lag. Also mußten die

Gebiete, auf denen der Malm heute fehlt, nämlich die Kammregion der Antiklinale bevor sie zum Abtrag gekommen war, bereits einmal gehoben worden sein. Diese Gedankengänge führten ja schon Brückner dazu, eine erste Faltung, dann eine Einebnung und eine darauffolgende zweite Faltung für das gesamte Gebiet des Juragebirges anzunehmen. (Lit. 85. Wir nehmen somit an, daß beim Abtrag der Malmplatte in der Kammregion der Mont Terrikette vorwiegend die normale Erosion im Spiele war und daß dieser Vorgang durch den Beginn einer zweiten Faltungsphase unterbrochen wurde. Neuerdings werden nun Stimmen laut, welche den intensiven Abtrag auf den Antiklinalrücken auf die Bildung von Karstniveaus zurückführen wollen. (Jaranoff, Lit. 54.) Wie weit die Verkarstung in dieser Gegend formgestaltend wirkt, möchten wir auf Seite 62 ff. unserer Arbeit untersuchen.

Die Ausräumungszonen. An einzelnen Stellen ist die Mont Terrikette bis auf den Keuper aufgeschlossen. Die Entblößung der Doggergesteine in der Kammregion tritt mehr als eine flächenhaft ausgedehnte Abräumung in Erscheinung. Die oberflächliche Aufgeschlossenheit der darunter liegenden Schichten ist auf die Täler beschränkt. Wir bezeichnen diese in das Gestein eingetieften Formen im Gegensatz zu den abgeräumten Kammregionen als Ausräumungen. Diese treten uns in verschiedenen Ausgestaltungen entgegen. Die rückwärts erodierenden Flüsse der Elsgauerhochflächen tiefen sich in konsequenter Weise in die Bergflanken ein. Wo die Bäche die am Berghang in Bandform dahinziehenden Oxfordtone erreichen, tasten sie denselben als einer widerstandschwachen Zone nach und schaffen jene Subsequenzzonen, die im Jura allgemein als Oxfordcomben bezeichnet werden. Da die Oxfordtone auf der Nordseite teilweise ausgequetscht oder zum mindesten stark reduziert sind, ist dort die Oxfordcombe weniger stark entwickelt, als auf der Südseite der Kette. Im Gegensatz zu den trockenen Bergflanken, sind diese „Comben" besiedelt. Eine ganze Reihe von Einzelhöfen und Weilern sind in diesen Subsequenzzonen der Mont Terrikette entstanden. Die Flüsse haben die stratigraphisch tiefer liegenden, am Berghang aber erst höher oben auskeilenden Doggerschichten angegriffen und an manchen Stellen durchsägt Dabei haben sie unter den widerständigen Schichten

des Doggers die den Oxfordtonen petrographisch durchaus ähnlichen Opalinustone aufgeschlossen. Da diese aber nur in der flachern Lagerung der Kammregion erreichbar sind, entstehen für die Ausräumung auch andere Bedingungen. Infolgedessen sind die in diesen Tonen entstandenen Ausräumungsformen auch anders beschaffen. Die über den Opalinustonen liegenden Doggerbänke (Hauptrogenstein) brechen über den allseitig austretenden Quellen nieder. Der Wandabbruch führt zu einem allseitigen Rückwandern des steilen, felsigen Talschlusses. Statt enger, tiefer Talrinnen entstehen nun jene halbkreisförmigen Ausräumungsformen, die als Zirken bezeichnet werden. (Siehe Darstellung einer solchen Erosionsform in Lit. 39, I, S. 172.) Diese Erosionstrichter erinnern einen an die Karformen. Merkwürdigerweise sind diese halbkreisförmigen Talschlüsse auf der Südseite der Mont Terrikette nicht vorhanden. Die Voraussetzungen für die Entstehung dieser Formen sind nun auf den beiden Seiten des Bergwalles etwas verschieden. Besonders verschieden sind auf beiden Seiten die Einflüsse des Klimas. Die Täler der Nordseite sind ausgesprochene Schattennischen, in denen der Schnee im Frühjahr noch lange liegen bleibt. Während der Eiszeit mußte dieser Umstand noch viel stärker zur Geltung gekommen sein. Bei einer minimalen Einstrahlung und vor Föhn geschützter Lage konnten in diesen Talschlüssen bedeutende Schneelager entstehen. Ueber diesen Schneemassen kam es zu einem sofortigen Abgleiten des durch Rückwandverwitterung herniederfallenden Schuttes. Bei der Schneeschmelze wurden die Schuttmassen rasch bis in die Gegend des heutigen Creux-Genaztrockentales transportiert. Für die Richtigkeit dieser Annahme sprechen die gewaltigen Blöcke (Rogenstein), welche bei Sondierungen (Seite 67) in der Talsohle unterhalb Chevenez angetroffen wurden. Unter dieser Annahme ist die Förderung eines nach allen Seiten fortschreitenden Wandabbruches und die damit verbundene Bildung eines halbkreisförmigen Talschlusses auf der Nordseite denkbar.

Wenn zwei Subsequenzzonen, seien es nun Comben oder „Zirken" sich immer weiter entwickeln, zehren sie Teile der Kamm- oder Flankenregion auf. Schließlich stoßen sie bei ihrer rückschreitenden Erosion aufeinander. Auf diese Weise entsteht eine Isoklinal- oder, wenn die Ausräumung in der Kammregion

sich vollzieht, eine Antiklinalausräumung. Auf eine Strecke weit scheint nun so der Bergwall aufgeschlitzt zu sein. Auf den Flanken der Mont Terrikette wurden auf diese Weise Malm- und Rogensteinrippen aus der Bergflanke herauspräpariert. Diese bilden im Bergwall selbständige Kammlinien, die dem Bergrücken gleichlaufend folgen. Steigen wir zum Beispiel über eine Bergflanke empor, so stehen wir plötzlich in halber Höhe des Berges auf einem scharfen Rauracienkamm, welcher fluhartig bergwärts abfällt. Um die Kammregion zu erreichen, müssen wir nun über die Flühe in die Oxfordcombe absteigen. Erst nach Ueberwindung dieses ersten Höhenzuges können wir den zentralen Gewölberücken erklimmen.

Durch diese Ausräumungsvorgänge gewinnen die hohen Falten an Formenfülle und damit an landschaftlichen Reizen. Dem Menschen schafft die Natur auf diese Weise geschätzte, vor Wind und Wetter geschützte und vor allem quellenreiche Siedlungsräume. Diese liegen als Rodungen einsam in dem geschlossen eintönigen Waldkleid der Bergflanke. Dem Verkehr gestatten diese Ausräumungszonen bequemen Zugang zur Kammregion.

Eine solche Ausräumungszone finden wir im östlichen Teil der Mont Terrikette auf der Nordseite. Ein eigentlicher Berg ist dort von der zentralen Kammregion des Mont Gremay abgetrennt worden. Als hätten die Menschen die enge Beziehung dieser herauspräparierten Rippe zum Bergwall erkannt, benannten sie die ganze Kette nach ihm. Im Volksmund heißt der isolierte pultförmige Berg Mont Terri, die nach ihm benannte Antiklinale, der er angehört, Mont Terrikette. (Lit. 67.) Die Ausräumungszone von „Derrière Mont Terri“ wird uns später noch beschäftigen. (Siehe Seite 112.)

3. Die Täler.

a) Die Entstehung der Hydrographie.

Die Entwässerung der Elsgauerplatte war im Laufe der Tertiärzeit einem lebhaften Wechsel unterworfen. Zur Oligocänzeit war die Ajoie Rand- und Ingressionsgebiet des Rheintalmeeres.

Wahrscheinlich schon zu Beginn, sicher aber gegen das Ende der Miocänzeit vollzogen sich großartige, landschaftliche Veränderungen. Der Elsgau war nun Festland geworden. Er bildete einen Teil der von den Vogesen bis in die Gegend des heutigen südlichen Bernerjura reichenden Abdachung. Heute fließen die Flüsse gerade in entgegengesetzter Richtung, da die Ajoie jetzt nach N abgedacht ist. Dreimal hat also das Landschaftsbild sich ganz grundlegend geändert. Sicher haben bei der Ausgestaltung der einzelnen Landschaftstypen die außenbürtigen Kräfte mit großem Erfolge mitgewirkt. Aber die Anlage der bestehenden Abflußrinnen, die Fixierung der Flüsse auf ihrer Unterlage, vor allem ihre Ablenkung erfolgte auf Grund von tektonischen Vorgängen.

Man hat die Ablenkung der Vogesenflüsse, die einst über die Elsgauerplatte nach S flossen, mit der Aufwölbung des Faltenjura begründet. (Lit. 53.) Wollten wir dieser Ansicht beipflichten, so könnten wir die Beziehungen zwischen Struktur und Hydrographie nie richtig verstehen. Wie hätten allochthone Flüsse die Mont Terrikette nicht auch antezedent überwältigen können, so wie die Birs als relativ unbedeutendes autochthones Gewässer auch Herrin wurde über die sich aufwölbenden Antiklinalen der Raimeux- und Velleratkette. Die Ursache der vollständigen Umdrehung der Elsgauerflüsse liegt *nicht* in den tektonischen Vorgängen des Faltenjura, sondern in der *zwischen Vogesen und Jura sich vollziehenden Einsenkung* in der Bildung der Burgunderpforte. Die hohe Bedeutung dieser Einwalmung für die Hydrographie zeigt sich in der Tatsache, daß ein bedeutender alpiner Strom von Osten her in die Niederung einströmte und sich dann westwärts gegen das Mittelländische Meer wandte. In diesem Zeitabschnitt entstand nun das jetzt bestehende Flußsystem der Elsgauerplatte.

Die Frage, ob die Flüsse der Vogesenabdachung, durch die rückschreitende Erosion des Doubs angezapft und gegen W abgelenkt wurden, muß wie folgt beantwortet werden: Die rückschreitende Erosion des Doubs hätte ihre Spuren in der Landschaft zurücklassen müssen. Davon ist aber nichts zu sehen. Der von E kommende alpine Strom schüttete mächtig auf. Auch vor seinem Erscheinen war nicht erodiert worden. Das beweisen die

Lagerungsbeziehungen zwischen Sundgau- und Vogesenschottern. (S. 105.) Die Oberfläche, auf welche die Sundgauschotter abgesetzt wurden, war flach und ohne Relief. Wir können also die oben gestellte Frage verneinen. Exogene Vorgänge waren bei der Bildung der Burgunderpforte nicht beteiligt.

Die Anlage des Flußsystems des Sundgaustromes war bedingt durch Senkungserscheinungen. Die weitere Ausgestaltung der Talzüge war das Werk einer lebhaft einsetzenden Tiefenerosion. Ausgangsfläche für die beginnende Eintiefung war das Schotterfeld des Sundgaustromes. Dieses wurde nun durch die Flüsse zerschnitten. Woher kam der Impuls dazu? Der Sundgaustrom selbst wurde in die oberrheinische Tiefebene abgelenkt. Er überließ das Eintiefungswerk seinen Erben, den von den Vogesen und aus der Ajoie kommenden Zuflüssen. Der Umstand, daß diese an Wasserkraft bedeutend schwächern Flüsse von der Aufschüttung zur Erosion übergingen, wirft ein Licht auf die tektonische Entwicklung der Burgunderpforte. Die Einsenkung war zum Stillstand gekommen. Die Landschaft verharrte aber nicht im Ruhezustand, sondern wurde nun gehoben. Damit setzte die Ausformung der modernen Landschaft ein. Die Ablenkung des Sundgaustromes in den Oberrheintalgraben mochte durch tektonische Senkung im N dieses Gebietes veranlaßt worden sein.

Im Gebiete des Elsgaues fehlt es nicht an Erscheinungen, die für Hebungs- und Faltungsvorgänge zeugen. Zeitlich mußten diese tektonischen Bewegungen erst nach der Aufschüttung der Sundgauschotter und nach der Entstehung des modernen Entwässerungssystemes ausgelöst worden sein. Wir werden Seite 108 beweisen, daß die Gewölbe am Nordrand des Elsgauerjura (Gewölbe von Réchésy und Florimont) ebenfalls jünger sind als die Sundgauschotter. Nach der Anlage der Flüsse wurde aber auch in der übrigen Ajoie eine Struktur geschaffen, die im Widerspruche steht mit einer konsequenten Abdachung. Die Allaine mit ihren von der Mont Terrikette herkommenden Seitenflüssen durchfließt die Synklinale Miécourt-Alle-Pruntrut. Tektonisch liegt die Mulde in der Gegend von Alle am tiefsten. Sie steigt gegen Pruntrut leicht an. Die Allaine fließt also auf dieser Strecke obsequent. Das Verhalten des Flusses kann nur dadurch verstanden werden, daß man annimmt, die Mulde habe überhaupt noch nicht

bestanden, als die Allaine ihren Lauf festzulegen begann. Der Fluß ist also älter als die Synklinale. Einen weiteren Hinweis für das antezedente Verhalten der Allaine finden wir dort, wo der Fluß die Synklinale verläßt. Nach heutigen Verhältnissen bemessen, erfolgt der Ausfluß aus der Mulde an einer unmöglichen Stelle. Die Allaine durchbricht nämlich unterhalb Pruntrut das Fahygewölbe an einer tektonisch sehr hoch liegenden Stelle. Dieselbe Erscheinung zeigen auch die von Bressaucourt, Villars sur Fontenais und Courgenay kommenden Nebenflüsse, welche in den uns bereits bekannten Klusen den Banné—Ermontzug durchtalen. (Siehe Abb. 14.) Bei konsequentem Verhalten müßten diese Bäche gegen Alle und dort um das periklinal endigende Ermontgewölbe herum fließen. Statt dessen aber durchbrechen die Flüsse den Gewölbezug. Auch diese Flüsse gehorchten einer heute nicht mehr bestehenden Gesetzmäßigkeit. Die Anlage ihrer Täler ist älter als die bestehende Struktur.

Aus den obigen Darstellungen ergibt sich für das Zustandekommen der modernen Abflußverhältnisse die folgende Entwicklung: Das Gebiet zwischen Jura und Vogesen senkte sich. Ein großer alpiner Strom benützte die entstandene Niederung und durchfloß sie von E nach W. Die Vogesenflüsse, die früher bis weit in den Jura hineinflossen, wurden nun abgelenkt. Die Ajoie dachte sich nun nicht mehr nach S, sondern nach N ab. Die Flüsse des Elsgaues mündeten in den Sundgaustrom. Das dauerte aber nicht lange. Neue tektonische Bewegungen setzten ein, dieses Mal im Sinne von Hebungen. Der Sundgaustrom wurde in die oberrheinische Tiefebene abgelenkt. Aber die Flüsse der Ajoie behielten ihre Richtung bei. Sie tieften nun ihre Täler in die in Hebung begriffene Malmplatte ein. Im W, wo die Hebung stärker war, entstanden tiefere, im E seichtere Täler. Wo sich den Flüssen antiklinale Aufwölbungen in den Weg stellten, wurden antezedente Quertäler gebildet. Die Festlegung der Abflußrichtung der Elsgauerflüsse erfolgte unter dem Einflusse der Einmuldung der Burgunderpforte. Die Jurafaltung hatte auf die Entwicklung der Hydrographie schon deshalb keinen Einfluß, weil sie ja jünger ist und erst ausgelöst wurde, als die Ablenkung der Flüsse schon vollzogen war. Zeitlich fällt die Jurafaltung nicht mit der Einmuldung der Burgunderpforte, sondern mit deren Hebung zusammen.

b) Die Taldichte.

Während die Anlage der Flüsse durch die endogenen Vorgänge bestimmt wurde, ist die Dichte des Talnetzes vom Gestein abhängig. Wie stark der Kalk die Talbildung hemmt und dadurch die alten Formen erhält, zeigt sich deutlich längs der Vendline. In diesen Fluß münden von rechts nicht weniger als vier kleinere, aber relativ lange Bäche. Diese gliedern sich wieder in weitere Quellarme auf, die die Höhen zwischen Vendline und Larg mannigfaltig zerschneiden. Das Einzugsgebiet dieser Zuflüsse liegt im Bereiche der Vogesen- und der darüber gelagerten Sundgauschotter. Auf dem linken Talhang der Vendline sind diese Schotter abgeräumt. Von dieser Seite her mündet nur ein einziges Seitental in das Tal der Vendline. Es unterscheidet sich in bezug auf Grundriß, Gefällskurve und Form, aber auch durch das Fehlen der Aufgliederung in Nebentäler, von denen des rechten Talhanges. Zudem ist es ausgesprochenes Trockental. Am deutlichsten tritt uns der Gegensatz der beiden Talformen im Verlauf der Höhenkurven entgegen. Wie wir Seite 16 schon gezeigt haben, wird der Kalk in ganz anderer Art abgetragen. Die Entfernung des Kalkes erfolgt eben nicht nur an der Erdoberfläche, sondern auch in der Tiefe. Die Ausräumung vollzieht sich dezentralisiert in Form einer Perforierung des Malmmantels. Die Erfolge der abtragenden Kräfte sind viel weniger sichtbar. Der oberirdische Abfluß wird immer mehr unterbunden. Die Flüsse verschwinden und die Talsohlen trocknen aus. Die Flußdichte ist deshalb in unserem Untersuchungsgebiet geringer als die Taldichte. Die interessante Arbeit über die Flußdichte im Jura von R. Fluck (Lit. 39, S. 150) führt für das Gebiet der Ajoie und ihre Nachbargebiete folgende Werte an (km/km²):

Freiberge: 0,31. Ajoie: 0,47. Basler und Aargauertafeljura: 1,22.

Diese Zahlen zeigen, daß die Flußdichte trotz der einheitlich gebauten Malmtafel und ihren für die Verkarstung günstigen Voraussetzungen doch nicht minimal ist. Sie ist gegenüber den Freibergen, welche keine homogene Unterlage besitzen (Oxfordtone, Torfmoore) verhältnismäßig hoch. Fluck erklärt diese relative hohe Flußdichte durch die pliocäne und quartäre Ueber-

deckung des Kalkes. Für die östlich der Vendline gelegenen Teile des Untersuchungsgebietes und für die Gegend von Alle kann das stimmen. Die konstante, auch in sehr trockenen Sommern (1934) oberirdisch erfolgende Wasserführung der Allaine kann aber auf diese Weise nicht erklärt werden. Eine genauere Ueberprüfung dieser Frage zeigt, daß mehrere Gründe für die relativ hohe Flußdichte vorliegen:

1. Es ist von großer Wichtigkeit, daß trotz der starken tektonischen Beanspruchung der Malmtafel die Oxfordtone im Liegenden des Malmes als zusammenhängende, wasserundurchläßige Schicht erhalten blieben. Dadurch ist das Eindringen des Sickerwassers in die Zonen des mittleren und unteren Juras verunmöglicht.

2. Schichtquellen führen in der Gegend des Ausstreichens wasserführender Schichten zur oderirdischen Entwässerung. An Stellen, wo die Täler Gewölbe queren, wird das Wasser auf den undurchlässigen Schichten an die Oberfläche geleitet und tritt dort als „Ueberfallsquelle" (Lit. 45) ans Tageslicht. (Beispiele: Fontenais, Voye Bœuf, Quellen in der Talsohle unterhalb Pruntrut.)

3. Die wichtigsten Quellen sind aber nicht an das Auskeilen einer wasserführenden Schicht gebunden. Sie sind viel mehr durch karsthydrographische Gesetze bedingt. (Beispiel: Creux-Genaz, Quellen der Vendline, der Cauvate, der Batte, der Doue. (Morphologische Karte: Tafel II. Die relativ tiefe Lage der Malmplatte, die geringe Mächtigkeit derselben, besonders im Bereiche starker Abtragung, verbunden mit einer hydrographisch beschränkten Fassungskraft, verursachen eine relativ hohe Flußdichte.

Die Allaine, welche als Fluß im Malmkalk eine auffallend konstante Wasserführung besitzt, weist folgende Teilstrecken auf:

1. Teilstrecke im Gebiete der Mont Terrikette. Die über 100 m mächtigen Tone des Alénien (Opalinustone) bilden im Kerne des Gewölbes mächtige Ausräumungszonen. Es sind Gebiete starker Quelldichte. Durch die Zuflüsse aus diesen Zonen erhält die Allaine eine konstant fließende Wassermasse. Die Oxfordtone spielen dort, wo sie durch die Tektonik nicht reduziert worden sind, eine ganz ähnliche Rolle wie der untere Dogger.

2. Teilstrecke im Gebiete der Mulde von Alle. Die Seitenbäche der Allaine haben hier Schuttkegel angeschwemmt. Diese Gerölle liegen an einzelnen Stellen auf tertiären Tonen. Auf den etwas höher gelegenen Gebieten des Beckens liegt eine bis zwei Meter mächtige Lehmschicht. Der Fluß hat ein weites, aber nur sehr seichtes Tal gebildet. Die Mulde wird oberirdisch entwässert. Die Gegend ist versumpft.

3. Teilstrecke Pruntrut—Boncourt. Sie ist als Durchbruchstal eingeschnitten. Da die Rauracienkalke im untern Teile des Tales bald vollständig abgetragen sind, dürften die Flußschotter schon direkt den Oxfordtonen aufliegen. Die Tone lassen den Fluß nicht versickern. Auch weiter talaufwärts, wo die Malmkalke die Talsohle bilden, aber doch nicht mehr mächtig sind, wirkt die Tonschicht stauend und macht das vollständige Versickern des Flusses unmöglich.

Wir haben damit gezeigt, daß auf den verschiedenen Teilstrecken des Allainetales immer wieder andere Ursachen die oberirdische Wasserführung des Flusses ermöglichen.

c) Die Eintiefung der Täler.

Die Konstruktion von Längsprofilen der Täler vermittelt uns Anhaltspunkte zur Beurteilung der Tiefenerosion. Damit allein aber kann das Ausmaß der Ausräumung der Täler noch nicht erfaßt werden. Gemeinsam mit den Talquerschnitten ermöglichen die Gefällsprofile einen Einblick in den Stand der Talgestaltung auf den tektonisch verschieden hoch liegenden Teilen der durchtalten Landschaft.

Das Längsprofil des Allainetales. Die Gefällsverhältnisse des „Allan" sind, wie Gibert (Lit. 407) das schon hervorgehoben hat, sehr ausgeglichen. (Siehe nebenstehende Tabelle.) Die Vereinigung des Allan mit dem Doubs unterhalb Montbéliard erfolgt in 310 m. Das Gefälle auf der Strecke von der Mündung bis km 13 schwankt zwischen 0,5‰ und 2‰. Bis km 20 ist das Gefälle mit 3‰ ganz gleichmäßig. So weit liegt das Tal auch im Bereiche der zentralen Burgunderpforte, und erst oberhalb Delle (23 km) trennt das Tal die Blockhochflächen des Pruntruterjura. Von Delle an aufwärts ist die Gefällskurve auch unregelmäßig entwickelt. Von Kilometer zu Kilometer

Gefällskurven. Beginn bei der Einmündung des Allon in den Doubs.

km	Doubs	Gland	Allaine	Ruisseau de Frégiécourt	Creux-Genaz	Cauvate	Large	Vend-line	Nebenfluss der Vendline	km
0			310							0
1			312 2							1
2	315 1		314 1							2
3	316 1		315 1							3
4	317 1		316 2							4
5	318 1		318 0,5							5
6	319 1		318,5 1							6
7	320 2	320 7	319,5 0,5							7
8	322 2	327 9	320 2							8
9	324 2	336 7	322 1							9
10	326 1	343 6	323 2							10
11	327 3	349 16	325 1							11
12	330 2	359 10	326 2							12
13	332 1	369 5	328 3							13
14	333 1	374 8	331 3							14
15	334 4	382 8	334 3							15
16	338 2	390 9	337 3							16
17	340 1	399 11	340 3							17
18	341 1	410 13	343 2							18
19	342 1	423 30	345 3 Jonchrey							19
20	343 3	453 113	348 3							20
21	346 0	566	351 4							21
22	346 2		355 3			356 4				22
23	348 1		358 6 Delle			360 5	360 5			23
24	349 3		364 6			365 5	365 7			24
25	352 2		370 5 Boncourt			370 8	372 9			25
26	354 4		375 4			378 2	381 8			26
27	356 2		379 4			380 6	389 8	380 8		27
28	358 2		383 5 Buix			386 10	397 7	388 8		28
29	360 4		388 7 Grandgourt			396 5	404 4	396 5		29
30	364 2		395 3 Courtemaîche			401 9	408 10	401 7		30
31	366 3		398 1			410 8	418 10	408 5		31
32	369		399 5			418 5	428 9	413 5		32
33			404 2 Courchavon			423 3	437 7	418 5		33
34			406 4			426 4	444 13	423 6		34
35			410 4			430 20	457 11	429 3		35
36			414 5			450 20	468 18	432 5		36
37			419 3			470 20	486 16	437 2	437 0	37
38			422 3			490	502 17	439 17	437 5	38
39			425 7 Pruntrut		428 7		519 101	456 24	442 12	39
40			432 9		435 5		620	480 40	454 20	40
41			441 4		440 9			520	474	41
42			445 5		449 10					42
43			450 8 Alle		459 10					43
44			458 9	464 6	469 17					44
45			467 9	470 14	486 8					45
46			476 14 Miécourt	484 16	494 5					46
47			490 13	500 18	499 9					47
48			503 20	518 20	508 17					48
49			523 25 Charmoille	538 24	525 20					49
50			548 30	562 37	545 19					50
51			578	599 96	564					51
52				695 155						52
53				850						53

schwankt das Gefälle, und zwar zwischen 1 $9^0/_{00}$. Auffallend ist die Reduktion des Gefälles auf $1^0/_{00}$ auf der breiten Talsohle von Courtemaîche. (Km 31) Landschaftlich zeichnet sich dieser Talabschnitt aus durch eine große Weitung, die dann flußabwärts durch eine Verengerung der Talsohle abgeschlossen wird. Bei Grandcourt, wo eine Terrasse weit in die Talsohle vorspringt, findet die Bahnlinie neben dem Fluß keinen Raum mehr, weshalb sie durch einen Durchstich geführt wird. Wahrscheinlich sind es hier besonders widerständige Korallenstöcke, welche vom Fluß nur mühsam durchsägt werden konnten. Diese harten Rauracienkalke bildeten eine Art Schwelle im Tal. Oberhalb derselben hatte der Fluß eine breite Talebene aufgeschüttet. Eine ähnliche Talenge, gebildet durch niedere Terrassensporne, befindet sich weiter talaufwärts bei Courchavon. (Km 33—34. Gefälle $2^0/_{00}$.) Dort noch mehr als bei Grandcourt, scheinen die harten Korallenkalke eine Sperre gebildet zu haben. Die Schwelle im Flußbett ist jetzt noch deutlich sichtbar. Man kann sich gut vorstellen, wie die vorspringenden Talsporne hier noch lange zusammenhingen. Wahrscheinlich floß die Allaine im Bereiche dieser Sporne früher unterirdisch. Die Höhlen und Röhren, die man in den Felsflühen in ganz geringer Höhe über dem Flusse gewahrt, wären schon in der Lage gewesen, größere Wassermengen zu verschlucken.

Der Transport der Geschiebe mußte an einer solchen Stelle gehemmt werden. Oberhalb der Schwelle kam es dann wieder zur Aufschüttung. — Bei km 40 befinden wir uns in der Talsohle von Pruntrut. Die Gefällswerte steigen dort auf einmal auf $9^0/_{00}$ an. In der Natur ist die Zunahme des Gefälles zwar nicht auffallend. Aber in der Konstruktion in großem Maßstabe kommt die Zunahme der Gefällswerte als eine Stufe zum Ausdruck. Die Allaine fließt hier in der Synklinalzone. Tektonische Ursachen, wie Hebungen, kommen für die Erklärung der Gefällszunahme nicht in Betracht. Dagegen dürfte die durch die Vereinigung verschiedener Flüsse in diesem hydrographischen Zentrum und die dadurch erhöhte Abflußmenge im Allainetal die Versteilung verursacht haben.

Bei Alle (km 45) tritt eine neue Veränderung im Kurvenbild auf. In 450 m beginnt eine rapide Zunahme des Gefälles. Es ist merkwürdig, daß in einem Gebiete von ganz geringer

Talbildung so starke Unausgeglichenheiten im Gefälle der Talsohle vorkommen. Die Gefällswerte betragen 9, 14, 20, 25 und 30‰. Auch der von Asuel von der Mont Terrikette herkommende Seitenfluß, der Ruisseau de Frégiécourt zeigt ungefähr dasselbe Längsprofil. Ein Vergleich der beiden Quellarme ergibt folgendes Bild:

km	Allaine	Ruisseau de Frégiécourt	Meereshöhe	
48	20‰	20‰	503	518
49	25‰	24‰	523	538
50	30‰	37‰	548	562

Das ist ein überraschendes Ergebnis. Das Flußbett der Allaine liegt in einer Mulde, welche gegen Osten leicht ansteigt. Die seit dem Pontikum in dieser Mulde geleistete Erosionsarbeit ist sehr gering. Bei Charmoille hat die Allaine ein Tal in die Vogesensande gegraben, welches nur etwa 30 m tief ist. Der Nebenfluß aber, der Ruisseau de Frégiécourt vermochte sein Bett 260, 290, ja 310 m tief in die Mont Terrikette einzugraben. Dabei mußte er die harten Gesteinsbänke des Malmes und des Doggers durchschneiden. Er hat diese Arbeit ungefähr mit derselben Wasserführung, wie sie der Allaine auch zukommt, vollbracht. Aus diesem Vergleich geht hervor, daß die Flüsse rücksichtslos nach einer bestimmten Gefällskurve hinstreben. Dabei ist es von untergeordneter Bedeutung, ob gewaltige Gesteinskomplexe durchschnitten werden müssen, wie beim Ruisseau de Frégiécourt, oder ob die Tektonik dem Flusse entgegen kommt, wie das im Bereiche der Synklinale der Fall war.

Nach diesen Betrachtungen ist es nun verlockend, nachzusehen, wie die Eintiefung im westlichen Teil der Synklinale Miécourt—Rocourt vorangekommen ist. Die Mulde ist dort verkarstet. (Creux-Genaz.) Nach unseren Schätzungen sind die Einzugsgebiete des Creux-Genazflusses und der von Alle kommenden Allaine ungefähr gleich groß. Die Gefällswerte des Creux-Genaztales sind zunächst um geringe Einheiten höher, als diejenigen des zu ihm symmetrisch liegenden Allainetales. Sie verhalten sich im Gebiete des episodisch überschwemmten Talbodens gleichmäßig steigend. Bei km 44, also ungefähr 1 km oberhalb der als Creux-Genaz (Hexenloch) bekannten Austritt-

stelle eines unterirdischen Flusses setzt plötzlich eine Steile mit 17‰ ein. Das ist ein Wert, der auf der andern Seite der Synklinale erst bei km 48 erreicht wird. Eine zweite Merkwürdigkeit ist nun der unvermittelte Rückgang des Gefälles von 17‰ auf 8 und 5‰. Es zeigt sich hier im Trockental eine ausgesprochene Diskontinuität, welche im Gebiete der oberirdisch entwässernden Allaine nicht vorhanden ist. Das gesamte Gefälle der beiden Flüsse von der Vereinigungsstelle bei Pruntrut bis zu den Quellen weist für beide Flüsse dieselben Beträge auf. Zusammenfassend können wir sagen: Der Trockentalboden hat im Gesamten ungefähr dasselbe Gefälle, wie der oberirdisch entwässerte. Aber im verkarsteten Talboden ist es weniger ausgeglichen. Eine Gefällssteile setzt gerade oberhalb des Quelltopfes ein. Daran anschließend folgt dann eine Verflachung des Talbodens, der lokal in rückläufiges Gefälle übergeht. Die im Bereiche des verkarsteten Gesteins geschaffene Talausräumung weist also gegenüber der ausschließlich durch oberirdische Entwässerung erreichten Eintiefung lokale Unterschiede auf, die uns in der Unausgeglichenheit des Gefälles entgegentreten. Eine weitere Aufgabe besteht darin, festzustellen, wie nun die anderen Flüsse sich zur Allaine verhalten.

Die Vendline und die Cauvate. Die vereinigten Flüsse fließen am Nordrand des Untersuchungsgebietes auf einer tektonischen Linie, der ja auch die Allaine von Delle an abwärts folgt. Es ist die Zone, in welcher die Malmschichten längs einer Flexur oder einer Verwerfung in die Tiefen des Rheintalgrabens abgesunken sind. Die Richtung der Flüsse ist die Richtung des einstigen Sundgaustromes. Die Gefällskurve zeigt nun im N der Florimontantiklinale ähnliche Unregelmäßigkeiten, wie wir sie im Allainetal zwischen Pruntrut und Boncourt festgestellt haben. Bei km 35 steigert sich bei der Cauvate plötzlich das Gefälle von 6‰ auf 10‰. Gleich darauf nehmen die Gefällswerte talaufwärts dauernd ab bis auf 3‰, um dann plötzlich auf 20‰ anzusteigen. Die Erklärung für diese Erscheinung macht uns keine große Mühe. Von Cœuve an, wo sich größere Quelltöpfe befinden, erfolgt der Abfluß oberirdisch. Da auch talabwärts Karstquellen neben dem oberirdisch fließenden Cauvate austreten, vollzieht sich die Entwässerung oberirdisch und

unterirdisch zugleich. Der Talboden ist verkarstet und entspricht mit seiner Diskontinuität dem Talboden des Creux-Genaz. Ganz ähnlich verhält es sich mit der Talsohle der Vendline. Aeußerlich zeigt sie die Merkmale eines oberirdisch entwässerten Flußgebietes, mit einem oberirdisch fließenden Bach und starke Versumpfung. Aber die Talsohle ist verkarstet. Talaufwärts nimmt das Gefälle der Vendline von km 27 an immer mehr ab, von 8‰ bis auf 2‰ bei km 37. Damit zeigt sie ähnliche Gefällsverhältnisse, wie die Cauvate. Wo das Wasser im Untergrund versickert, kommt es gewöhnlich zur Bildung von Trockentälern. Wo das Wasser nicht versickern kann, da fehlen meistens auch unterirdische Bäche. Das Nebeneinander dieser beiden Erscheinungen kann wie folgt erklärt werden: Die unterirdische Hohlraumbildung ist in diesen Talstrecken noch nicht genügend weit vorgeschritten, um den gesamten oberirdischen Abfluß schlucken zu können. Das geringe Gefälle und die starke Verlehmung der Talsohle begünstigen den oberirdischen Abfluß. Die Karstquellen von Vendlincourt und Bonfol entleeren den Inhalt der von den Hochflächen gespeisten unterirdischen Röhrensysteme auf diese undurchlässige Talsohle.

Die Talsohle der Vendline liegt tiefer als diejenige der Cauvate. Das ist eine zweite merkwürdige Erscheinung dieses Talzuges. Man denkt an stärkere Wasserführung, an intensivere Arbeitsleistung des Flusses. Dies ist aber nicht der Fall. Das obere Tal der Vendline zwischen Bonfol und Vendlincourt ist ein weites flaches Becken, und nicht ein scharf begrenztes Tal, als das es uns gegen Beurnevésin zu entgegentritt. Nahe in der Talsohle liegen oligocäne Sedimente! Der Abtrag an Kalk ist also hier nicht das Verdienst des Flusses, sondern das Werk viel älterer Vorgänge. Die Vendline hat sich hier nur wenig in die Malmplatte eingetieft. In Anbetracht dessen scheint uns die tiefe Lage der Talsohle nicht auf einen exogenen Vorgang, sondern auf einen endogenen zurückzugehen. Die tiefere Lage des Vendlinetales wäre demnach auf eine Absenkung des Gebietes, oder aber auf eine Hebung des westlichen Nachbargebietes zurückzuführen.

Der Vergleich mit der Talsohle der Larg. Die Larg fließt auf tertiären Ablagerungen der Ill zu und gehört mit dieser zum Einzugsgebiet des Rheines. Von der Höhenquote 360

an aufwärts beobachtet, sind die Gefällswerte größer, als diejenigen der Allaine. Das Gefälle der Allaine von der Höhenquote 360 an beträgt 4 und 5‰, dasjenige der Larg 7—9‰. Es ist nicht immer gleichmäßig steigend, sondern weist Unregelmäßigkeiten auf. Gesetzmäßige Versteilungen und Reduktionen des Gefälles bis auf 2‰ gibt es längs der Larg nicht. Interessant ist der Vergleich mit der benachbarten, ins Einzugsgebiet des mittelländischen Meeres gehörenden Vendline. In 380 m haben beide Flüsse ein Gefälle von 8‰. Neun Kilometer weiter talaufwärts erreicht die Vendline unter beständiger Abnahme der Gefällswerte ein Gefälle von 2‰, der Nachbarfluß aber erreicht unter beständiger Zunahme ein Gefälle von 16‰. Man kann daraus schließen, daß der Impuls zum Eintiefen auf der Seite der Larg viel stärker ist, als auf der Seite der Vendline. Die Höhen zwischen den beiden Flüssen, die aus einem höchst widerstandsschwachen Material aufgebaut sind, werden deshalb von der Seite der Larg her rascher abgetragen werden. Die Verlegung der Wasserscheide nach Westen hin, die Ablenkung der Elsgauerflüsse zum Rhein hin sind Veränderungen, welche sich in der Zukunft vollziehen können.

4. Die Eigenart der Elsgauer Kalktäler.

Die Talquerschnitte vermitteln uns drei wichtige morphologische Ergebnisse. Einmal zeigen sie an, wie tief sich die Flüsse in eine bestimmte Ausgangsfläche eingeschnitten haben. Stufen in den Talhängen, die auf Profilkonstruktionen zum Ausdruck kommen, deuten auf eine Unterbrechung des Eintiefungsprozesses hin. Schließlich kommt in den Querschnitten auch das Ausmaß der Seitenerosion zum Ausdruck.

Taltiefe und Talweite. Wir beobachteten ihr Verhältnis zuerst längs der untern Allaine bis zur Quelle der Vendline. Nach unsern Darlegungen (Seite 111ff.) wurden die modernen Flüsse auf der Sundgauniederung angelegt. Wir betrachten deshalb das Niveau der Sundgauschotter, oder wo diese abgeräumt sind, ihre Auflagerungsfläche als die Ausgangsebene, in welche die Flüsse dieser Gegend einschnitten. Sie ist nördlich der Ajoie am besten erhalten und liegt dort in 400—410 m. Gegen Mont-

béliard hin, wo die Ausgangsfläche sich über den Malmkalken ausdehnt, hat die Allaine ihr Tal 90 m tief eingeschnitten. Zwischen Montbéliard und Delle liegt das Tal in oligocänen Bildungen, welche von einer ungleichmäßig mächtigen Schicht von Sundgauschottern überdeckt sind. Die Tiefe des Allainetales beträgt bei Delle noch 40 m. Die Breite der Talsohle hat eine Ausdehnung von 700 bis zu 1200 m. Das Seitental der vereinigten Cauvate und Vendline nimmt an Breite ab und Tiefe zu. Bei Réchésy liegt die Talsohle noch 20 m tief in der Sundgauhochfläche und ist 200 m breit. Kurz darauf verengert sie sich auf 50 m bei einer Tiefe von 100 m. Der auffallende Wechsel in der Talform ist durch die Réchésyantiklinale bedingt, welche von der Vendline antezedent durchschnitten wird. Auf der Elsgauerplatte ist das Tal sehr seicht und schmal, aber in den Formen gut ausgeprägt. Mit einer scharfen Kante setzt der kaum 10 m hohe, steile Talhang ein. Die Talsohle ist gut ausgebildet. Die jungtertiären Schotter sind zwischen Beurnevésin und Bonfol wenigstens in der Nähe der Talrinne von den Hochflächen abgeräumt worden. Weiter talaufwärts erlischt die markante Talform. Die einzelnen Formenelemente, Talsohle, Talhang und die Hochfläche gehen unmerklich ineinander über. Die Vendline fließt hier in einer weiten muldenartigen Vertiefung der Elsgauerhochfläche. Auf der linken Seite des Flusses ist der Kalk das Oberflächengestein, auf der rechten Seite die Vogesensande mit den darüber liegenden Sundgauschottern. Es ist merkwürdig, daß die Böschungswinkel trotz der verschiedenen Gesteinsunterlagen auf beiden Seiten gleich groß sind. Bei diesen Verhältnissen erwartet man auf der linken Talseite einen steilen, auf der andern Seite einen flachen sanften Talhang. Die oligocänen Ablagerungen, die bei Vendlincourt unter den Sanden aufgeschlossen wurden, gestatten uns, diese Erscheinung zu deuten. Die Vendline hat die alttertiäre Landoberfläche in dieser Gegend noch nicht zerschnitten, wie unterhalb Bonfol. Der Fluß ist im Begriffe, die Altformen im Bereiche des obersten Talabschnittes aufzudecken. Er hat eine in früherer Zeit und unter ganz andern Bedingungen geschaffene Tiefenzone, die mit Vogesensanden aufgefüllt war, teilweise ausgeräumt. Dabei ist auf der linken Seite des Flusses dieser flache Hang abgedeckt worden, und erscheint nun als Talhang des rezenten Flusses.

Das Allainetal zwischen Pruntrut und Delle ist tief in die Hochfläche eingeschnitten. Betrachtet man die höchst gelegenen Flächen auf den Blöcken von Bure und Montignez als die Ausgangsform, so ergeben sich für die Tiefe des Tales Beträge von 150—180 m. Oberhalb Pruntrut gegen Alle zu nimmt die Taltiefe sehr stark ab und die Böschungswinkel weisen geringe Werte auf. Wir befinden uns in der flachen Synklinalzone, die nicht vollständig ausgeräumt wurde. Die Relikte oligocäner Ablagerungen bei Alle, Frégiécourt und Miécourt deuten darauf hin, daß die alttertiäre Fläche vom Flusse nicht zerschnitten, sondern streckenweise frei gelegt wurde. Die Synklinale und die Form des Tales sind einander konform und decken sich annähernd. Noch besser, als das Gebiet der obern Vendline, könnte man diese Form als ein Becken bezeichnen. Nur schwer kann man feststellen, wo die Grenzen zwischen Talsohle, Hang und Hochfläche liegen. Es wäre aber falsch anzunehmen, daß der Fluß hier noch wenig geleistet habe. Schon die Gefällsverhältnisse (14—20‰) beweisen, daß der Fluß sich kräftig eintieft. Die Seitenerosion hat große Fortschritte erzielt, indem sie die wenig widerständigen Schichten der jungtertiären Ablagerungen fast vollständig beseitigte und dadurch dem Tal eine Weite schuf, die das Mehrfache von dem ausmacht, was der Fluß unterhalb Pruntrut bezüglich der Seitenerosion zu leisten vermochte.

Die Terrassierung oder Stufung der Talhänge. Diese Formenelemente wurden im Untersuchungsgebiete mit besonderer Sorgfalt und mit dem größten Zeitaufwande studiert. Leider aber sind die Ergebnisse in bezug auf die Deutung derselben wenig befriedigend ausgefallen. Die Stufung und Kantenbildung kommt selbst in Profilen im Maßstabe 1:10 000 nur undeutlich zum Ausdruck. Die Terrassen liegen in geringen vertikalen Abständen übereinander. Sie sind oft schmal und nur als Kanten ausgebildet. Es ist schwer zu entscheiden, ob man es mit Erosionsterrassen oder mit Verwitterungsterrassen zu tun hat. Die Entstehung der letztern ist in einem Gestein, bei welchem Kalkbänke mit mergeligen Schichten wechseln, leicht möglich. Es muß auch damit gerechnet werden, daß Terrassen nachträglich tektonisch noch etwas verstellt wurden. Die Terrassen sind Ueberreste von ehemaligen Talböden mit muldenförmigen Querschnitten. Je nach dem diese zerschnitten wurden,

liegen die Terrassenkanten höher oder tiefer. Es besteht deshalb bei den geringen vertikalen Abständen der einzelnen Niveaus die Möglichkeit, daß Terrassen verschiedenen Alters irrtümlich als Reste ein und desselben Talbodens gedeutet werden.

Das Allainetal weist nun folgende untrügliche Terrassen auf:

a) Die Friedhofterrasse. Beim Eintritt der Allaine in die Kluse, die das Fahygewölbe durchquert, steigt die nach Delle führende Straße auf eine sehr schön ausgebildete Stufe, die in der Mitte des Tales etwa 15 m gegen den Talhang bis 25 m über der Talsohle liegt. Auf ihr liegt der Friedhof von Pruntrut. Sie ist durch das ganze Allainetal bis nach Boncourt hinunter zu verfolgen in Form von Resten und Talspornen, welche oft weit in die Talsohle vorspringen und den Fluß einengen. Wir stellten sie fest bei Courchavon, wo die große Talweite von Courtemaîche beginnt, bei Grandcourt und in klarer Ausbildung auch unterhalb des Turmes von Milandre, bei Boncourt. Die Friedhofterrasse zeichnet sich aus durch eine scharf ausgebildete Kante; ihr Hang fällt steil zur Talsohle ab. Sie ist mit gelbem Lehm überdeckt, in welchem vereinzelte Quarzit- und Kalkgerölle liegen. Damit ist einwandfrei festgestellt, daß es sich um eine Flußterrasse handelt. Sie behält immer dieselbe Höhe über der Talsohle und stellt die Reste eines alten verkarsteten Talbodens mit Muldenform dar.

b) Die Schloßterrasse. Ueber der Friedhofterrasse ist bei Pruntrut in 470 m eine zweite deutlich geformte Stufe zu beobachten. Diese Terrasse ist ebenfalls an verschiedenen Stellen im Allainetal 50 m über der Talsohle vorhanden. Sie zeichnet sich durch einen steilen Abfall, der wiederum an einer Kante einsetzt, aus. Die Kante setzt in der Nähe des Schlosses von Pruntrut ein. Ueberall, wo die Friedhofterrasse festgestellt werden kann, ist auch die Schloßterrasse 30 m höher am Talhang ausgebildet, am deutlichsten bei dem Schloßturm der Ruine von Milandre. Bei Pruntrut ist diese Stufe aus Kimmeridgienkalken, talabwärts aus den mittleren und unteren Gesteinshorizonten des Malmes herausgeformt. Auch die Schloßterrasse ist der Rest eines ehemaligen Talbodens, der mit einem dem modernen Talboden gleichsinnigen Gefälle in die Hochflächen

der Blöcke von Montignez und Bure eingelegt war. Bei Pruntrut nahm dieses Talniveau seinen Ausgang auf den teilweise mit oligocänen Ablagerungen überdeckten Altflächen.

c) Das Niveau von 80 bis 90 Metern. 80 bis 90 m über der Talsohle liegt ein drittes Niveau, welches auf den Talspornen des Allainetales ausgebildet ist. Bei Pruntrut im Walde des Petit Fahy liegt eine Verebnung in 500 m. Talabwärts sind solche Niveaus an verschiedenen Stellen auf den Talspornen zu finden. Bei Courtemaîche setzt über einer Kante am linken Talhang, ein nur ganz sanft ansteigender Spornrücken ein, welcher dann 540 und 560 m weitere Verflachungen aufweist. Bei dieser Terrasse stellen wir uns die folgende Frage: Ist diese Verflachung des Talhanges schon ein Element der alttertiären Landoberfläche, auf welcher die Allaine ihr Eintiefungswerk begann, oder handelt es sich hierbei um die Ueberreste eines ersten Eintiefungsniveaus des Flusses? Dort, wo das Niveau als Spornrücken ausgebildet ist, könnte man annehmen, daß es Bestandteil einer Altlandschaft wäre, über welche sich die Höhen von 560, 580, 600 und 610 m erhoben. An andern Stellen wieder erscheint das Niveau als schmale Terrasse, die besonders auch längs der Seitenflüsse der Allaine ausgebildet ist. Wir neigen deshalb zur Ansicht, daß das Niveau von 80–90 m die Ueberreste eines ehemaligen Talbodens darstellt, welcher als ein Element eines weiten, muldenförmigen Tales bereits in den Kalk eingetieft war. Der rechte Talhang mußte dann in den nun abgeräumten Schottern des Blockes von Montignez gelegen haben. Die Talbildung mußte damals einen ähnlichen Zustand erreicht haben, wie wir ihn heute noch im obern Teil des Vendlinetales beobachteten.

d) Die höhern Verebnungen. Ueber den Talspornen sind überaus klare und schöne Flächen in 560 und 580 m ausgebildet. Bei diesen Formengebilden können wir nicht mehr entscheiden, ob sie durch den Fluß bedingt sind, oder ob es sich um gleichzeitig während der Talbildung entstandene Landterrassen, oder um tektonisch verstellte Elemente der Hochfläche des Blockes handelt.

Ueberblicken wir nun das Formenwerk im Gebiete der Allaine, so kommen wir bezüglich der Talbildung zu folgenden Ergebnissen: Bevor die Hochflächen des Elsgaues in verschiedene Höhenlagen gebracht worden waren, gehörten sie der Sundgauniederung an und die Flüsse flossen in nördlicher Richtung gegen das Zentrum der Burgunderpforte. (Seite 103 ff.) Diese letztere wurde dann gehoben, die Zone zwischen der Synklinale von Pruntrut und dem Golf von Montbéliard wurde von dieser Dislokation stärker ergriffen; die Haute Ajoie wiederum stärker als die östliche Ajoie. Infolgedessen schnitten sich die Flüsse der westlichen Ajoie auch tiefer ein. Wenn aus den Eintiefungsvorgängen auf die Intensität der Hebung geschlossen werden darf (W. Penck, Morphologische Analyse), so spielten sich die Dislokationen wie folgt ab: Die Hebung setzte zuerst langsam ein, und zwar im Gebiete der Haute Ajoie. Die Talformen, die im Kalk geschaffen wurden, waren flach und breit. Die Flüsse hatten Zeit, ihre Seitenerosion zu entfalten. Die Hochflächen wurden abgeräumt und von den auf ihnen liegenden tertiären Schottern befreit. Die Allaine mußte ihren Lauf nach rechts verlegen, was aus den vorwiegend auf die linke Talseite beschränkten Terrassenresten zu schließen ist. Als die höchsten Flächen des Blockes von Bure schon über 100 m über den flachen Tälern lagen, setzte erst eine intensivere Hebung ein, welcher nun die Allaine in lebhafter Tiefenerosion entgegen arbeitete. Das Niveau von 80–90 m wurde nun durchtalt. Die Hebung mußte noch zweimal unterbrochen worden sein, denn die Terrassen von 50 und 20 m deuten auf ein zweimaliges Ansetzen der Tiefenerosion hin. Erst mit dem zweitletzten Hebungsimpuls begann auch die Talbildung in der Synklinalzone von Pruntrut und im Gebiete nördlich Delle. Dieser ganze Hebungs- und Eintiefungsprozeß mußte sich im Zeitraum des Diluviums abgespielt haben. Er setzte nach der Ablagerung der Sundgauschotter ein und war bis gegen das Ende des Quartärs mit der Formung der rezenten Talform fertig geworden, was uns die Fossilien in der Karsttasche von Courchavon beweisen.

Die Nebentäler des Elsgaues sind meist von steilwandiger, geschlossener Beschaffenheit. Sie ändern ihre Richtung selten. In den Haupttälern, die ja meist etwas tiefer eingeschnitten sind, verursachen die verschieden widerständigen Gesteine, die der

Fluß abtragen mußte, einen Wechsel in der Beschaffenheit der Hänge. Auch ist durch eine gewisse Eintiefungsdynamik das Formenbild durch Terrassen mannigfaltiger gestaltet. Aber auch die Seitentäler sind nicht ganz einheitlich geformt. Häufig begegnet man beim Abschreiten eines Tales einem interessanten Formenwechsel. Besonders schön zeigt sich das im Tale des Creux-Genaz.

Bei Pruntrut ist die Sohle dieses Tales nur etwa 20 m in die Kalkbänke eingetieft. Die nördliche Talseite zeichnet sich durch eine scharf geformte Geländekante aus. Diese trennt die mit oligocänen Ablagerungen überdeckte Altfläche und die junge, seichte Talform voneinander. Oberhalb des Dorfes Courtedoux, welches in typischer Hochwasserschutzlage hart am Rande der Altfläche liegt, verengert sich die Talsohle. Ein ausgetrocknetes, verwachsenes Flußbett, in welchem hie und da noch vernarbte Strudellöcher zu sehen sind, deutet auf einen episodisch fließenden Bach. Die Talsohle wird als Wässermatte benutzt. Die niederen, aber steilen Hänge verschließen den Ausblick auf die über der Geländekante weit und frei ansteigende Altfläche. Etwas seitlich im Tal, von einem Gebüsch umsäumt, liegt der Creux-Genaz, ein Quelltopf, aus welchem bei starken Niederschlägen große Mengen Wasser abfließen. Durch den unvermittelt aus diesem Quelltrichter austretenden Fluß können weite Teile der Talsohle überschwemmt werden.

Oberhalb dieses Quelltopfes verändert sich das Tal auffallend. Das Gefälle nimmt zu. An Stelle der Wässermatten treten Ackerfluren. Oberhalb Chevenez verschwindet jede Spur von einem Flußbett. Die Talsohle nimmt die Form einer weiten Mulde an. Gegen Rocourt zu scheint das Tal mit einem steilen, niederen Hang abzuschließen. Später gewahrt man seitlich in dieser Talquerwand eine Oeffnung, durch welche sich der Talzug in gleicher Richtung, nur parallel verschoben gegen Rocourt hin fortsetzt.

In der Talentwicklung des Creux-Genaz treten also zwei verschiedene Formen auf, das Sohlental und das Muldental. Auffallenderweise liegt nun auf der Grenze der beiden Formen ein karsthydrographisches Phänomen, der Creux-Genaz. Bevor wir uns mit der Frage des kausalen Zusammenhanges der beiden Erscheinungen befassen, wollen wir uns nach weiteren solchen

Gegensätzen umsehen. Wir brauchen nur bei Chevenez dem von Norden einmündenden Seitentälchen auf der Straße von Pruntrut nach Fahy zu folgen, so erscheint uns dieser Formenwechsel abermals in klarster Form.

Dieses Tälchen ist in leicht südöstlich einfallende Kimmeridgienschichten eingetieft. Der untere Teil der „Combe" ist ein ausgesprochenes Sohlental. Der linke Talhang ist etwas weniger, der rechte um so ausgeprägter terrassiert. Die Combe wird in diesem Abschnitt als Weide benutzt. Ihre Umfriedigung folgt genau der Terassenkante und durch die Gebüsche des Grünhages markiert, kommen die Formen im Landschaftsbild besonders deutlich zur Geltung. Auf der Höhe des Gehöftes „Le Petit Bois" erleidet das Sohlental plötzlich eine Einschnürung. Ueber einer kleinen Talstufe gelangt man in eine prachtvolle, im Sommer mit goldenen Kornparzellen bebaute Talmulde. Im Gegensatz zum Creux-Genaztale ist der Uebergang von einer Form zur anderen hier viel unvermittelter. Die Talterrasse über dem Sohlental verlängert sich in das Muldental hinein. Die Mulde selbst hat alle Merkmale des Trockentales oberhalb des Creux-Genaz. — Denselben Formenwechsel finden wir in den benachbarten Seitentälern wieder, zum Teil, in noch verstärkter Gegensätzlichkeit. Das Sohlental ist meistens Weidegebiet, das Muldental aber ist Ackerland. In der bei Rocourt mündenden „Combe" ist die Begrenzung der beiden Taltypen besonders scharf, das Sohlental eng, die Muldencombe großartig weit. Sie ist nur wenige Meter in die Hochfläche eingetieft. Hier zeigt sich nun noch eine andere Erscheinung besonders deutlich. Auf der einen Seite besitzte die Mulde eine scharfe Geländekante. Im obersten Teil des Muldentales, nahe an der Straße Pruntrut—Fahy kann man sehen, wie eine solche Kante entsteht. Es sind dort Dolinen im Entstehen begriffen. Diese Einsackungen nehmen in dieser Gegend gerne eine asymmetrische Form an. Das Gestein bricht einseitig ein. Auf der einen Seite der Doline entsteht dann eine Kante, auf der andern Seite eine sanfte Böschung. Durch das fortgesetzte Aneinanderreihen von solchen Vertiefungen, entsteht schließlich eine seichte Muldenform, die auf der einen Seite von einer Geländekante, auf der anderen Seite von einer flachen Böschung begrenzt wird.

Die Seitentäler der Allaine, besonders die zwischen Courte-

maîche und Courchavon mündende Combe, sind viel tiefer als die Trockentäler des Creux-Genaz. Aber auch dort kann man Erscheinungen, wie sie oben besprochen wurden, feststellen. Einen auffallenden Wechsel von Talenge und Talweite findet man in der bei Courcelle ins Cauvatetal mündenden „Combe". Dieses kleine Trockental nimmt bei Montignez seinen Anfang. Unterhalb des Zollhauses wird die Talsohle ganz breit. An dieser Stelle befindet sich auch ein Quelltopf, welcher ähnlich funktioniert, wie der Creux-Genaz. Die Einwohner von Montignez erzählen, daß das Wasser dort zuweilen unter starkem Druck aufsteigt und in die Höhe spritzt.

Der beschriebene Formenwechsel ist also keine vereinzelte, sondern eine allgemeine Erscheinung in unserem Untersuchungsgebiet. Zunächst sucht man die Ursache dieser Formverschiedenheit im Gestern. Es wäre denkbar, daß die Täler im Bereiche der harten Kalkbänke eng gestaltet wären und beim Uebertritt auf eine weniger widerständige Kalkschicht unvermittelt breite Form annähmen. Bei einer Ueberprüfung der geologischen Verhältnisse zeigt es sich aber, daß der Formenwechsel keineswegs an einen Wechsel des Gesteines gebunden ist.

Das Auftreten eines karsthydrographischen Phänomens auf der Grenze zwischen Sohlental und Muldental führt zur Vermutung, daß karsthydrographische Gesetze sich bei der Talbildung geltend machen. Wie die Abb. 5, 6, 12 und 13 zeigen, ist das Hexenloch tatsächlich der Ort, wo abtragende Kräfte ganz unvermittelt in anderer Form als oben im Tale zur Auswirkung kommen. Durch das etwa viermal im Jahre in großen Mengen aus dem Quelltopf austretende Wasser ist auch die Bildung eines episodischen Flusses möglich. Trotz seines kurzbefristeten Bestehens ist seine Erosionskraft nicht zu unterschätzen. Es wundert einen nur, daß der Uebergang des Muldentales in das Sohlental nicht gar durch eine Stufe gekennzeichnet ist. Aber der Creux-Genaz ist ja nicht der einzige, sondern nur der leistungsfähigste Urheber des episodisch fließenden Baches. Auch weiter talaufwärts kann Wasser in der Sohle des Tales austreten. Talabwärts sind eine ganze Reihe von Austrittsstellen bekannt. (Siehe morphologische Karte, Tafel II.)

Deshalb ist der Beginn der Tätigkeit des oberirdisch fließenden Wassers nicht streng, sondern nur hauptsächlich an das

Hexenloch gebunden. Es ist durchaus denkbar, daß bei zunehmender Verkarstung, also bei fortschreitender Erweiterung der Karsthohlräume diese Hauptaustrittsstelle des oberirdisch fliessenden Wassers weiter talabwärts verlegt wird. Dann werden natürlich die Formengegensätze, die an den alten Quelltrichter gebunden sind, noch eine Zeitlang im Landschaftsbild bestehen bleiben, auch wenn der Quelltopf nicht mehr funktioniert und längst mit Schutt und Vegetation bedeckt ist. Auf diese Weise sind wohl die in der Ajoie in jedem Tal in mehr oder weniger ausgeprägter Weise auftretenden Formengegensätze von Sohlentälern und Muldentälern zu erklären.

Die Entstehung der weiten Trockentalmulde oberhalb Chevenez könnte man sich auf folgende Weise erklären: In der Nähe der großen Quertalleiste zwischen Rocourt und Chevenez existierte ein Quelltopf, der zuerst dauernd, dann nur noch zeitweise funktionierte. Durch Verlegung der Karstquelle talabwärts wurde die Erosion unterbunden. Die weitere muldenförmige Ausgestaltung besorgten nun die in der Tiefe chemisch lösenden Karstwasser. Beide Arten der Formgestaltung, die zusammen die Talmulde von Chevenez geschaffen haben, sind unbestreitbar nachzuweisen. Das Vorhandensein eines einst intensiv mechanisch arbeitenden, oberirdisch fließenden Baches wird dokumentiert durch die in den Jahren 1936 und 1937 bei Anlaß von Kanalisationsarbeiten und systematisch betriebenen Flußsondierungen aufgeschlossenen Schotterlagen in der Talmulde. (Lit. 72 a.) Dabei wurden in einer mehr als 6 m mächtigen Geröllschicht Blöcke von mehr als ½ m Durchmesser beobachtet. Die Tätigkeit des unterirdisch chemisch wirkenden Wassers wurde durch das Auffinden einer unterirdischen Flußhöhle in 20 m Tiefe unter der Talsohle bewiesen. (Siehe Lit. 70 und Abb. 11.)

II. Die unterirdischen Abtragungsvorgänge.

a Das Karstproblem im Jura.

Die Abtragungsvorgänge in der Kalklandschaft setzen sich zusammen aus dem flächenhaft wirkenden Abräumungsprozeß, aus dem längs der Flüsse zur Auswirkung kommenden Eintiefungsprozeß und aus der Ausräumung durch das unterirdisch fließende Wasser. Die Erscheinungen, welche unter den Begriff „Verkarstung" fallen, sind gewöhnlich der Beobachtung am wenigsten zugänglich. Ihr Einfluß auf die Entwicklung der Oberflächenformen ist allgemein anerkannt. Jedoch ist die Größe des Anteiles, den die unterirdische Ausräumung an der Formgestaltung im Bereiche des Jura hat, umstritten.

Machatschek mißt der Verkarstung in der Talbildung große Bedeutung bei und spricht von Einsturztälern. (Vallées d'effondrement. Lit. 74, S. 144.) An der Entstehung von Rumpfflächen soll „das rinnende Wasser keinen vorherrschenden Anteil" haben. (Lit. 74, S. 68.) In der Betonung der Bedeutung der chemischen Lösung geht Hettner noch weiter. (Lit. 50, S. 520.) Er lehnt die Einebnung, wie ihn die Theorie der Peneplain voraussetzt, und damit den Hauptanteil der normalen Erosion bei der Einrumpfung, ab. Dafür mißt der genannte Autor der „Bildung zahlloser, örtlicher Einebnungen überwiegend auf dem Wege der Lösung" große Bedeutung bei. Jaranoff (Lit. 54, S. 136) lehnt überhaupt das Vorhandensein einer „einheitlichen und allgemeinen Rumpffläche" im Jura ab. Er glaubt, daß die auf den Höhen der Antiklinalen liegenden Gerölle sich auf sekundärer Lagerstätte befänden. Die Entstehung von lokalen Niveaus führt Jaranoff auf den Einfluß der Dolinen zurück, welche als lokale Erosionsbasen zur Bildung von zahlreichen örtlichen Karstverebnungen führten. (Schwabe, Lit. 100 a.)

Die Gerölle auf den Höhen des Jura (Höhenschotter) haben eine Reihe von Autoren veranlaßt, die Entstehung der Rumpffläche auf die erodierende Tätigkeit der Flüsse zurückzuführen. Zuerst bezeichnete Brückner (Lit. 85, S. 633) die Bildung der Peneplain als das Werk alpiner Flüsse, die von S kommend, in der Tertiärzeit das damals noch flache Gebiet des Jura durchflossen. A. Buxtorf und die unter seiner Leitung arbeitende Basler Geologenschule führten den auf den Antiklinalen des Bernerjura beobachteten Abtrag auf die Tätigkeit der vom Schwarzwald und den Vogesen herkommenden und nach S strömenden Flüsse zurück. Aus den über das Gebiet des Bernerjura veröffentlichten Arbeiten geht hervor, daß die Autoren an eine ausgesprochene Vorherrschaft der normalen Erosion dachten.

Diesen beiden extremen Auffassungen von der Formgestaltung im Jura kann nun eine dritte gegenübergestellt werden, als deren Vertreter Chabot (Lit. 32, S. 237) genannt werden kann. Auf Grund seiner langjährigen Beobachtungen und unter Auswertung der Darstellungen des besten Kenners des jurassischen Karstes, Fournier (Lit. 38), kann Chabot zeigen, wie der oberirdische Abfluß und das versickerte Wasser bei der Formgestaltung zusammen wirken. (Coexistence du ruissellement et de l'infiltration.)

Im Hinblick auf diese drei verschiedenen Gesichtspunkte dürfte der Beitrag aus dem vorliegenden Untersuchungsgebiet willkommen sein. Die Ajoie erweist sich auch in bezug auf die Abklärung des Karstproblems als dankbares Beobachtungsobjekt. In den letzten Jahren sind durch die Pruntruter Forscher L. Lièvre, F. Ed. Koby und F. Perronne erfolgreiche Vorstöße in das Reich des unterirdisch gestaltenden Wassers gemacht worden. Durch Tauchversuche, Abpumpen des Wassers und Sondierungen erhielt man Aufschluß über das Vorhandensein und die Lage des in der Tiefe des Creux-Genaztrockentales vermuteten unterirdischen Wasserlaufes. (Lit. 70 und 72 b.) Aufgabe der vorliegenden Untersuchung sei es nun, die gewonnenen Ergebnisse auszuwerten und der allgemeinen Betrachtung der Formgestaltung einzugliedern. Der Schauplatz der unterirdisch sich vollziehenden Formgestaltung liegt hier im Malmkalk.

b) Der Nachweis des unterirdisch gestaltenden Wassers.

Leider bestehen keine befriedigenden, auf Abflußmessungen basierenden Anhaltspunkte, um das Verhältnis zwischen unterirdischem und oberirdischem Abfluß bestimmen zu können. In allen die Hydrographie der Ajoie betreffenden Arbeiten (Fournet, Lit. 37, Koby, Lit. 63, Lièvre, Lit. 70) wird gezeigt, daß die Flußdichte in keinem Verhältnis steht zu den für dieses Gebiet ganz beträchtlichen Niederschlagsmengen. Ein großer Teil des nicht verdunsteten Niederschlages muß in dem zerklüfteten Kalk verschwinden. Ebenfalls versickern eine Reihe der von der Mont Terrikette herkommenden Bäche beim Uebertritt auf den flach gelagerten Malm. Dieses versickerte Wasser tritt in dauernd und episodisch fließenden, starken Quellen wieder ans Tageslicht. Die Austrittsstellen der konstant fließenden Wasseradern sind anthropogeographisch von Bedeutung. Sie begünstigten die Entwicklung von Siedlungen in ihrer nächsten Umgebung, was in den Ortsnamen zum Ausdruck kommt. (Fontenais, Grandfontaine, vielleicht auch Pruntrut.) Die Quellen erscheinen in Vertiefungen, in sogenannten Quelltöpfen, die verschalt wurden. Neben den Dauerquellen gibt es auch episodisch fließende und unter diesen wieder häufig funktionierende und nur ganz selten austretende.

Ganz besonders interessant ist die Anordnung dieser verschiedenartig funktionierenden Quellphänomene im Tale des Creux-Genaz. Bei Pruntrut treten unterirdisch gesammelte Wasser in auffälliger Weise zu Tage. Eine ganze Reihe von Quelltöpfen, unter denen die Beuchire, die bei der Porte de Suisse einen Teich bildet und leicht zugänglich ist, hydrographisch studiert wurde, führen der oberirdisch fließenden Allaine beträchtliche Mengen Wasser zu. (Lit. 63 und 70.) Talaufwärts befinden sich eine Reihe von Quellen, die episodisch fließen und gesetzmäßig funktionieren. Sie treten bei Hochwasser der Reihe nach in Funktion, zunächst diejenigen im untern Teile des Tales zwischen Pruntrut und Courtedoux. (Morphologische Karte, Tafel II.) Wenn das Wasser bei Courtedoux austritt, sagen die Bauern, daß es nicht mehr lange dauere, bis auch der größte und bekannteste Quelltrichter der Gegend, der 4,1 km oberhalb

Pruntrut gelegene Creux-Genaz überfließe. Ein respektabler Fluß, der in der Gegend von Pruntrut schon viel Schaden anrichtete, fließt dann durch das sonst trockene Tal und verschwindet nach einigen Tagen ebenso rasch wieder, wie er gekommen ist. (Siehe Abb. 13.) Bei ganz heftigem Regen tritt auch 1,2 km oberhalb des Creux-Genaz Wasser aus dem kleinen Quelltrichter des Creux des Prés. Bei dem großen Hochwasser im Jahre 1910 soll selbst oben im Tale bei Rocourt Wasser an einer Stelle in der Talsohle ausgetreten sein. Sondierungen bei Anlaß von Kanalisationsarbeiten führten hier im Jahre 1937 zur Entdeckung eines Schlundes von 16 m Tiefe. (Lit. 72a, S. 71.)

Die interessanten Quellphänomene, besonders der 15 m tiefe Creux-Genaz (Abb. 5 und 6), in dessen Grunde in einer Grotte nie versiegendes Wasser sich befindet, haben die Aufmerksamkeit der Bevölkerung auf sich gezogen. Bei den Einheimischen zeigt sich das Interesse für die Naturerscheinung in einem tief eingewurzelten Sagenschatz. Früh haben auch die in der Provinzstadt tätigen Gelehrten sich mit dem Problem des Creux-Genaz beschäftigt.

Alles, was wir bis jetzt über die Quellen im Creux-Genaztale erfahren konnten, beweist, daß das Wasser, welches in der Talsohle erscheint, schon auf dem Wege durch das Gestein sich sammelt und sich in geschlossenen, konzentrierten Massen durch das Felsenwerk bewegt.

c) Der Nachweis eines unterirdischen Flusses im Trockentale des Creux-Genaz.

Das im vorausgegangenen Abschnitt gezeigte Verhalten des Karstwassers veranlaßte schon Fournet im Jahre 1858 (Lit. 37), dann auch Koby (Lit. 63) zur Annahme eines unterirdischen Flusses, welcher unterhalb der Talsohle des Creux-Genaztales, genährt durch die aus Seitentälern ebenfalls unterirdisch fliessenden Bäche, talabwärts strömt. Die Quelltöpfe von Pruntrut dachte man sich als die Abflußöffnungen dieses unterirdischen Flußsystemes, welche das versickerte Wasser in dauernd fliessenden Strömen an die Oberfläche leiten. Da nun im Creux-Genaztale Geschiebemassen von über 10 m Mächtigkeit liegen, mußte auch an die Möglichkeit eines Grundwasserstromes in

den Schottern gedacht werden. Zunächst versuchte Koby durch Färbung des im Grunde des Creux-Genaz liegenden Wassers den Zusammenhang dieses Quelltrichters mit den Pruntruterquellen zu beweisen. Früher hatte Fournet schon Trübung der Beuchire beobachtet, nachdem rein auf das Gebiet des oberen Creux-Genaztales beschränkte Gewitterregen niedergegangen waren. Da nun aber Kobys Färbungsversuch mißlang, war man über das Vorhandensein eines zusammenhängenden, unter der Talsohle liegenden Abflußsystemes im Unklaren. Lièvre versuchte durch Messung der Abflußmengen der Beuchire und des Creux-Genaz die Zugehörigkeit der beiden Quellen zu ein und demselben unterirdischen Abflußsystem zu beweisen. Maximale Abflußmengen der Beuchire und maximale Abflußmengen des emitierenden Creux-Genaz stimmten zeitlich miteinander überein. (Lit. 70.) Auf Grund dieser Erfahrungen konnte man sogar nach den Abflußmengen der Beuchire voraussagen, zu welchem Zeitpunkte der Creux-Genaz überfließen mußte. Das Vorhandensein eines zusammenhängenden unterirdischen Abflußsystemes war damit bewiesen. Diese Tatsache wurde auch bestätigt durch ein auf die im obern Tale gelegenen Gemeinden beschränktes Hochgewitter, dessen Flut sich in den Creux-Genaz ergoß, welcher nun ausnahmsweise als Versickerungstrichter funktionierte. Ohne daß in Pruntrut Regen gefallen war, stellte sich fünf Stunden nach dem Gewitter starke Trübung der Beuchire ein. Der unterirdische Abfluß erreichte Pruntrut gegenüber dem auch oberirdisch fließenden mit einer Verspätung von fünf Stunden.

d) Die Gestalt des unterirdischen Flußbettes.

Da die Quelltöpfe das Wasser aus verschütteten Spalten empfangen, die infolge ihrer Enge nicht zugänglich sind, war es lange nicht möglich, näheres über die Gestalt des unterirdischen Flusses zu erfahren. Durch Sprengung im Creux-Genaz verschaffte man sich Zutritt zu einer Oeffnung, welche aber dauernd mit Wasser erfüllt ist. Mit einer Taucherausrüstung und mittelst kostspieliger Abpumpvorrichtungen gelang der Vorstoß in dem sagenumwobenen Quelltrichter 250 m weit und führte zu folgenden Ergebnissen: Das Wasser des Creux-Genaz kommt aus einer unterirdischen Flußhöhle, die in Trockenzeiten

von einem Sohlengerinne durchflossen wird. Die vorgefundene Flußhöhle hat Ausweitungen. Gegen den Creux-Genaz zu verengert sich die Flußhöhle. Sie hat starkes Gefälle. Daraufhin steigt die Sohle des Flusses talabwärts wieder an und mündet ein in den Quelltrichter. Diese dauernd mit Wasser gefüllte Engstelle ist ein Syphon. (Siehe Abbildungen in Lit. 70.)

Ein zweiter in meine Untersuchungsperiode fallender Versuch, den Formenschatz des unterirdischen Flusses festzustellen, gelang etwa 1 km oberhalb des Creux-Genaz, in dem nur selten überfließenden Quelltrichter des Creux-des-Prés bei Chevenez. Dort grub man in den verwachsenen Trichter einen Schacht, in welchem zunächst eine 6 m mächtige Geschiebeschicht durchteuft wurde. Im anstehenden Fels stieß man auf eine ausgekolkte Kluft, durch die man mittelst Leitern 4 m tief absteigen konnte. Sie führte senkrecht in die 20 m unter der Talsohle liegende Flußhöhle. Dr. Perronne und Dr. Koby begingen die Flußhöhle auf eine Strecke von ca. 400 m talaufwärts bis zu einem mit Wasser gefüllten Syphon, talabwärts bis an einen ca. 4 m hohen Wasserfall. Beobachtet wurden Kamine, durch die das Wasser bei vollständiger Erfüllung der Flußhöhle an die Oberfläche steigt, die aber auch als Versickerungschlote funktionieren und durch welche Gerölle in den unterirdischen Fluß eingeschwemmt werden; die Flußhöhle mit verschiedenartig gestaltetem Querschnitt, bald stollenartig hoch, bald nieder mit weit gespanntem Gewölbe. (Siehe Skizzen in Lit. 72b.) Der obere Teil der Höhle ist mit Sinter überzogen, im unteren Teil sind Auslaugungsformen. Die Flußhöhle ist ungleichmäßig tief, stellenweise nicht begehbar und zeigt die Eintiefung einer Rinne in ein Niveau. (Siehe Abb. 11.) Mächtige, hinunter gefallene Blöcke deuten auf Einsturzerscheinungen. Einmündungen kleinerer Seitenröhren wurden festgestellt.

Bei dem eifrigen Bemühen der Speläologen um die Abklärung karsthydrographischer Fragen in den letzten Jahren (Crahmer 1935, Lit. 33) tritt vor allem immer wieder das Problem der Entwicklung der Karsthohlräume in den Vordergrund. Um die zahlreichen, noch offenstehenden Fragen einer Lösung entgegenzubringen, dürfte jede Möglichkeit karsthydrographischer Beobachtung willkommen sein. Aus diesem Grunde halten wir uns für berechtigt, Rechenschaft abzulegen über den

e) Stand der Entwicklung des Creux-Genazflusses.

Aus dem Formenschatz der unterirdischen Flußröhre erkennen wir die gleichzeitige Wirksamkeit zweier verschiedener Vorgänge. In der Sohlenpartie des Röhrenquerschnittes fallen die Lösungsfacetten und Karren als die Formen der lösenden Tätigkeit des Wassers auf. Auf den Gewölben und obern Wandpartien aber zeigt sich die Wirkung des Sickerwassers, welches durch Absatz von Kalk in Form von Sinter das Gestein überzieht. Oben ist die Erweiterung der Höhle unterbunden; in den Sohlenpartien setzt sich die Ausräumungsarbeit fort. Sie kommt sehr schön zum Ausdruck in der Bildung eines Cañions, welches in den Röhrenquerschnitt eingetieft ist. Die Sinterbildungen weisen darauf hin, daß in der Flußhöhle bereits eine andere Entwicklung eingesetzt hat, welche der Hohlraumbildung entgegen arbeitet. Dieser Vorgang ist nur möglich unter der Voraussetzung, daß die Periode der dauernden Inundation abgeschlossen ist. Die Seltenheit der Emissionen des Creux-Genaz, die nur denkbar sind unter der Annahme der vollständigen Erfüllung der Hauptröhre mit Wasser, beweist, daß die Räume nur selten voll durchströmt werden (ca. vier Mal jährlich). Meistens ist die Flußhöhle mit Luft erfüllt. Dieser Zustand, bei dem die Ausweitung der Röhre nach oben hin unterbunden wird und statt Abtrag Absatz von Kalk einsetzt, weist auf den Beginn eines neuen Zyklus in der Entwicklungsgeschichte des Höhlenflusses. In diesem Stadium der Höhlenbildung sind die Hohlräume vorwiegend mit Luft erfüllt. Deswegen können sich auch Tropfsteine bilden. Nur auf der Sohle der Höhle setzt ein niederes Sohlengerinne seine Ausräumungstätigkeit fort. Dieser Zustand darf aber nur für den mittleren Lauf des Flusses angenommen werden. (Gegend des Hexenloches.) Der dauernde Ausguß von Wasser der Beuchire ist nur denkbar unter der Voraussetzung einer Dauerinundation des unterirdischen Kanales. Umgekehrt dürfte das vollständige Ausbleiben von Quellen im Oberlauf für eine noch weiter fortgeschrittene Trockenlegung der Flußröhre sprechen. Im Verlaufe des Talzuges sind also verschiedene Entwicklungsstadien zu beobachten. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß auch im untersten Abschnitt des Tales sich

das „Druckgerinne“ (Lit. 69) zu einem Sohlengerinne entwickeln wird. Die Trockenlegung erfolgt nicht etwa durch Abnahme der Niederschläge, sondern durch die Entwicklung der karsthydrographischen Wegsamkeit.

f) Die Entstehung der Flußhöhle.

Nach den in der Flußhöhle gemachten Beobachtungen sind an der Hohlraumbildung vorwiegend drei verschiedene Vorgänge beteiligt; die lösende Tätigkeit des Wassers, die Verbruchsvorgänge und die mechanische Arbeit des Sohlengerinnes, die bei dem beachtenswerten Gefälle nicht übergangen werden darf.

Die Hohlraumbildung. Die Verbruchsvorgänge treten uns in der Creux-Genazflußhöhle eindrucksvoll entgegen in mächtigen Deckenabbrüchen. Durch den an einzelnen Stellen einsetzenden Verbruch kommt es zu einer Veränderung des Röhrenquerschnittes im Sinne einer Erhöhung des Gewölbes. Von einer Raumgewinnung könnte erst die Rede sein, wenn die gewaltigen Blöcke entweder durch die mechanische Kraft des Wassers abtransportiert werden können oder chemisch aufgelöst werden. Da die erste Möglichkeit in Anbetracht der verschiedentlich festgestellten, unter ganz langsamer Druckströmung stehenden Syphonstellen ausscheidet, bleibt nur noch die Möglichkeit der Beseitigung der Blöcke auf dem Wege der Lösung. Schon die Möglichkeit des Verbruches hat die ihm vorausgegangene Bildung eines Hohlraumes in welchen die Trümmer hineinfallen, zur Voraussetzung. Selbständigen Anteil an der Hohlraumbildung hat also dieser Vorgang nicht. Die in unserem Beobachtungsobjekte angetroffenen Verhältnisse sprechen deshalb gegen die Anschauungen Bieses, welcher den Verbruchsvorgängen die Alleinherrschaft bei der unterirdischen Ausräumung zuerkennen möchte. (Lit. 21.)

Die mechanische Tätigkeit des Sohlengerinnes konnte nicht beobachtet werden. Trotzdem muß mit ihrer Wirksamkeit gerechnet werden. Die Masse der in die Flußhöhle eingeschwemmten Geschiebe kann bei den vorliegenden Strömungsverhältnissen transportiert werden. Dabei muß mit einer mechanischen Bearbeitung der Flußsohle unbedingt gerechnet werden. Dieser Tätigkeit setzen aber die Syphonstellen mit ihrer seeartigen

Wasserbewegung eine Grenze. So sind denn Verbruch und Erosion im Höhlenflusse immer wieder unterbunden. Diesen Vorgängen gegenüber scheint die chemische Wirkung des Wassers weitaus die größte Angriffskraft zu besitzen. Die Formenprodukte dieses Vorganges gehören denn auch zu den auffälligsten Erscheinungen in der Flußhöhle. Wie O. Lehmann (Lit. 68) zeigt, vollzieht sich die Raumbildung unter dem Einflusse des nach dem Gesetz der Hydraulik unter Druck turbulent strömenden Wassers. Nach den im vorausgegangenen Abschnitt angeführten Darlegungen muß die Druckströmung bei Dauerinundation auch auf den Flußstrecken gewirkt haben, auf denen heute vorwiegend die Gravitationsströmung herrscht, und auf welcher die Akkumulation von Kalk in Form von Sinter und Tropfstein die im ersten Stadium der Röhrenbildung geschaffenen Lösungsformen maskiert. So scheint uns die Lösungsarbeit des Wassers vor allem im ersten Stadium der Röhrenbildung den Hauptanteil bei der Raumerweiterung zu haben. Im zweiten Stadium wird dann auch die Mitwirkung des Verbruchvorganges deutlich; die Mitarbeit des mechanisch arbeitenden Wassers des Sohlengerinnes und der durch die Schlote einströmenden Gravitationsgerinne darf nicht geleugnet werden.

Die Lokalisierung der Hohlraumbildung. Der unter dem Talboden liegende Abflußraum ist keine geschlossene Röhre. Im Höhlenflusse können die Mündungen von Nebenröhren festgestellt werden. Ueber die Dichte des zu einem Röhrengeflecht entwickelten Kluftnetzes kann nichts Bestimmtes ausgesagt werden, da es an Beobachtungen fehlt. Dem Creux-Genazflusse kommt auf alle Fälle die Bedeutung einer Hauptwasserbahn zu, die abgesehen von den syphonartigen Teilstrecken doch normales Gefälle hat. Die Tatsache, daß ein solcher Abflußraum 15—20 m unter der Talsohle existiert, ist nicht ohne weiteres verständlich. Obwohl Grundwassergesetze im Sinne von A. Grund (Lit. 47) außer Betracht fallen und schon allein durch die Lage der Beuchire am Talhang widerlegt werden können, ist eine gewisse Niveaubeständigkeit des Abflußsystemes nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen. Immer wieder werden für das Austreten von Karstquellen wasserfüh-

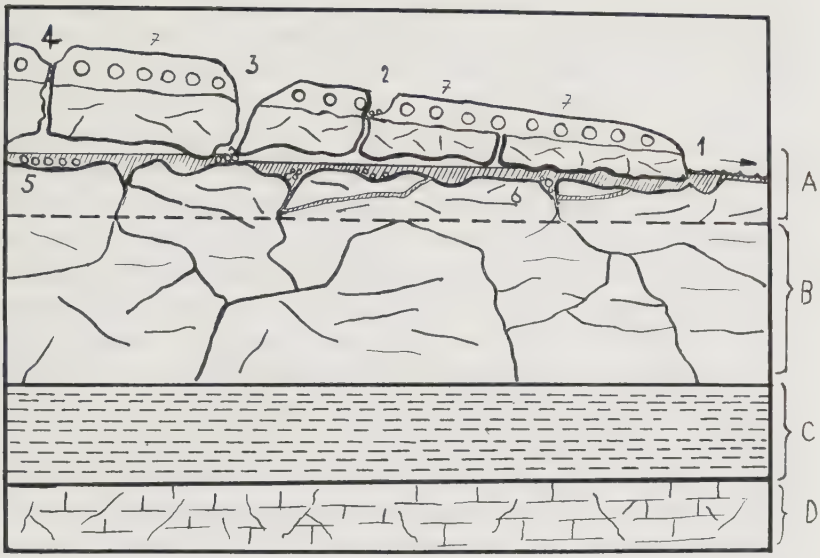
rende Schichten verantwortlich gemacht. Wir fragen uns deshalb: Ist die konstante Tiefenlage der unterirdischen Wasserröhre, die wir ja auf einer Strecke von mehreren hundert Metern kennen, bedingt durch eine wasserführende Schicht, welche als Träger des Karstwassers in Frage kommt? Das Profil zeigt uns folgende Verhältnisse: Der durch das Creux-Genaztal ziehende Abfluß bewegt sich durch tektonisch verschieden hoch liegende Schollen. (Sprunghöhen von ca. 50 m.) Im obersten Talabschnitt von Grandfontaine liegen die wasserführenden Sequanienmergel oberflächlich. Sie erweisen sich dort als Träger eines oberirdisch fließenden Baches, der in dem schönen Quelltopf von Grandfontaine seinen Ausgang nimmt, dann aber gegen Rocourt versickert. Der Uebergang des Tales von der Sequan- auf die Kimmeridgeplatte macht sich weder hydrographisch noch morphologisch bemerkbar. Die Sequanmergel liegen oberhalb Chevenez am wenigsten tief unter der Talsohle (ca. 30 m). Trotzdem ist das Trockental hier am ausgeprägtesten ausgebildet. Unterhalb Chevenez setzt dann Inundation der Talsohle durch ein von der Mont Terrikette herkommendes Seitenflüßchen ein, welches auf dem Lehm ein Stück weit oberirdisch fließt, dann aber auch versickert. Beim Hexenloch setzt dann episodisch die starke Ueberschwemmung der Talsohle ein. Bei Pruntrut treffen wir die größte Karstquelldichte, ja das hydrographische Zentrum der ganzen Gegend, bei tiefster Lage der wasserführenden Schicht. Daraus geht mit aller Deutlichkeit hervor, daß die im oberen Teile des Tales an die Oberfläche beförderten Wassermassen an das Vorhandensein einer wasserführenden Schicht gebunden sind. Unterhalb Grandfontaine aber entwickelte sich der Abfluß unabhängig von der Lage der Sequanienmergel. Weder beim Hexenloch, noch bei der Beuchire erfolgt der Austritt des Wassers in direkter Abhängigkeit von diesem Horizont. Die wasserführenden Schichten sind also nur lokal, nämlich in der Zone des Ausstreichens, Träger von konzentriert fließendem Wasser. Im übrigen bilden sie keineswegs die Basis unseres Flußtunnels. Die Anlage desselben ist also nicht gesteinsbedingt.

Man könnte sich nun denken, daß vielleicht irgendwelche Klüfte, die vor der Verkarstung des Gebietes bereits bestanden, dem Wasser die Angriffsfläche in einer Weise boten, daß ein

solcher Tunnel entstehen mußte. Seine Anlage wäre dann eine Folge der Klüftung. Gewiß gestatten die in der Ajoie zu beobachtenden Klüfte dem Wasser den Beginn des unterirdischen Ausräumungswerkes. Sie sind aber so häufig und bilden im Gestein gewissermaßen ein Netzsystem, dessen Kluftzonen das Wasser beim Beginne seiner Ausräumung beliebig, das heißt nach eigener Gesetzmäßigkeit, wählen kann. Lièvre hat die Entstehung des Hexenloches mit dem Vorhandensein einer Verwerfung erklären wollen. (Lit. 71.) Es mag sein, daß eine Spalte, die quer über das Tal hinweg zieht, die Entstehung des Quelltopfes begünstigte. Die Verwerfung war aber nicht ausschlaggebend für die Festlegung dieses „Ventiles" an jener Stelle. Sonst müßten immer beim Uebertritt der Flußhöhle über die bekannten, das Tal querenden Verwerfungsspalten solche auffallende Quellphänomene entstanden sein. Da das aber nicht der Fall ist, darf angenommen werden, daß die Klüftung des Gesteines bei der Festlegung der Hauptabzugsbahnen des unterirdischen Wassers keine primäre Rolle spielt. Eine Urkluft anzunehmen, die etwa als präexistente Achse die Entstehung des Flußtunnels einleitete, erübrigt sich. So scheint uns die Lokalisierung der unterirdischen Wasserbahnen weder durch das Gestein, noch durch die Klüftung primär bedingt zu sein. Es bleibt uns für ihre Erklärung nur noch eine Möglichkeit. Unter Auswahl von präexistenten Klüften erfolgte die Festlegung der Flußhöhle nach karsthydrographischen Gesetzen. Das Wasser, welches im Boden versickert, zeigt die Tendenz, sich in einem bestimmten Niveau zu konzentrieren, unter weitgehender, selbständiger Bevorzugung einzelner, der das Gestein überall durchziehenden Urklüfte, welche dann unter Wahrung einer relativen Niveaubeständigkeit zu Hauptwasserbahnen erweitert werden.

g) Die Bedeutung der wasserführenden Schichten.

Die Oxfordtone in einer fast 100 m betragenden Mächtigkeit erweisen sich allgemein als undurchlässig. Durch ihr großes Porenvolumen vermögen sie sehr viel Wasser aufzunehmen. Die Kapillarität verhindert aber die Wasserbewegung. Einmal mit



Figur 2.
Schematische Darstellung der karsthydrographischen Hohlraumbildung

A. Fließzone mit ausgeweiteten Klüften.
B. Stauzone mit feinen Klüften (Malm). Beginnende Ausweitung durch das versickerte Wasser.
C. Sperrzone (Oxfordtone).
D. Doggerkalke, Kluftsysteme noch nicht bewässert.
Austrittstellen des Wassers:
1. Quelltopf vom Typus der Beuchire in Pruntrut. Der Höhlenfluß geht an dieser Stelle über zur oberirdischen Entwässerung.
2., 3., 4. Hochwasserquellen. 3. Typus des Creux-Genaz.
5. Höhlenfluß mit Sohlengerinne.
6. Höhlenfluß mit Druckgerinne.
7. Talsohle mit Aufschüttungen des Flusses.

Wasser gefüllt, werden diese Tone zu Sperrzonen, welche als absolut dicht gelten dürfen. Durch den Zutritt des Wassers zu dem Gestein wird dasselbe plastisch und verhindert in diesem physikalischen Zustande die Klüftung. Wie immer beobachtet wurde, weisen die über diesen Tonen liegenden Malmkalke Klüftung bis in große Tiefen auf, von denen man erwarten darf, daß sie bis auf die Tonschicht hinunter reichen. Somit

hat also das Sickerwasser Gelegenheit, bis in diese Tiefe vorzudringen. Es würde nun nicht überraschen, wenn man auf der Basis der Malmkalke, also auf den Oxfordtonen, einen solchen Flußtunnel beobachten könnte, wie wir ihn in der Creux-Genazflußhöhle sahen. Das Bett dieses unterirdischen Flusses zieht nun aber in einem vertikalen Abstand von 50—150 m über den Tonen durch den Fels. Ebensowenig, wie die Sequanienmergel als direkte Träger der unterirdischen Wasserbahn in Frage kamen, sind die Oxfordtone mittelbare Träger. Und doch müßte die Verkarstung viel tiefer vorgedrungen sein, wenn nicht die Oxfordtone die Schichten des braunen Jura vor weiterer Verkarstung schützen würden. Die Bedeutung dieser Tone kann durch die der Fig. 2 beigegebene Gliederung des Gesteines umschrieben werden.

Die Entstehung der verschiedenen Zonen, wie sie auf der Figur zum Ausdruck kommen, muß man sich wie folgt denken: Das Sickerwasser dringt durch die Klüfte bis auf die Sperrschicht C hinunter vor. Es beginnt durch Erweiterung der Klüfte die Wegsamkeit zu schaffen. Diese Arbeit geht um so rascher vor sich, als sich Strömungsmöglichkeiten zeigen, bei welcher der unter Druckströmung gelöste Kalk weggeschafft werden kann. In der Nähe der Oberfläche sind die Möglichkeiten der Durchströmung größer, da hier durch die Auflockerung des Gesteines durch die Verwitterung und durch Einwirkung des einst oberirdisch geleiteten Flusses größere Wegsamkeit vorhanden ist. Infolgedessen entstehen in dem über den Tonen liegenden Kalkkomplex zwei verschiedene Zonen, nämlich eine Zone stärker durchströmter Klüfte und eine Zone geringerer Durchströmung. Die erstere, obere Zone wollen wir als Fließzone A, die untere als Stauzone B bezeichnen. Die Fließzone bietet den ausräumenden Kräften nicht nur den Vorzug besseren Abtransportes des mit Kalk gesättigten Wassers, sondern auch den Vorteil der sich rasch vergrößernden Angriffsflächen. Innerhalb der Fließzone nimmt diese Angriffsfläche dann auch rasch wieder ab, weil durch die Entwicklung des Hohlraumes die Druckgerinne in Gravitationsgerinne übergehen. Die Gegend der intensivsten unterirdischen Raumformung liegt deshalb an der Basis von Zone A, also an der Grenze der beiden Zonen A und B. Die Bedeutung der Sperrzone liegt nun in der Er-

haltung der Stauzone. Würde die Sperrzone durchbrochen, so müßte bei gleichbleibenden Niederschlagsverhältnissen die Stauzone in den Malmkalken an Mächtigkeit abnehmen oder in die tieferen Schichten zu liegen kommen. Diese Verlagerung der Stauzone in die Tiefe des Gesteines würde viel rascher erfolgen, wenn nicht an ihrer Basis die Kluftsysteme vollständig abgedichtet wären. Damit kommen wir zum Schlusse, daß die Oxfordtone, welche die Ajoie allgemein als wasserundurchlässige Schicht unterlagern, die Bildung von Flußhöhlen nicht direkt bewirken, sondern nur indirekt als Träger einer Stauzone, an deren oberer Grenze die lebhafteste Durchströmung angenommen werden muß, beeinflussen. Auch aus diesen Erwägungen heraus kommen wir wieder zum Ergebnis, daß die Anlage des Flußtunnels in einem bestimmten Niveau im Gestein auf eigenartigen Eintiefungsvorgängen beruht, die unterirdische Flußwege schaffen, die von den Bahnen oberirdischer Flüsse wenigstens in bezug auf die Gefällsverhältnisse nicht verschieden sind.

h) Die Abflußformen in den übrigen Gebieten der Ajoie.

Im Tale des Creux-Genazflusses konnten folgende Abflußverhältnisse festgestellt werden: Im obersten Teile des Tales oberirdischer Abfluß, bedingt durch eine Schichtquelle, im mittleren Teile des Tales dauernd trocken liegende Talsohle, bei Chevenez Bewässerung durch ein Seitenflüßchen aus dem Mont Terrigebiet, mit Versickerung desselben oberhalb des Creux-Genaz, vom Hexenloch bis Pruntrut episodisch durch die Ueberlaufventile, besonders durch das Hexenloch bewässerte Talsohle; bei Pruntrut zahlreiche Quelltöpfe, deren Abflüsse in das dauernd oberirdisch entwässerte Haupttal der Allaine fließen.

1. Das Allainetal. Nach den vorliegenden Tatsachen setzen sich die unterirdischen Entwässerungsbahnen ins Allainetal hinein fort. Die Beuchire ist sicher nicht der endgültige Ausguß der Creux-Genazröhre, sondern nur ein dauernd funktionierendes Ueberlaufsventil. Daß tatsächlich neben der dauernd fließenden Allaine unter der Talsohle selbständige, als Druckgerinne funktionierende Abflußbahnen vorhanden sind, geht aus

den Darstellungen Kobys hervor. (Lit. 63.) Außer den unterhalb Pruntrut aus der Talsohle austretenden Karstquellen konnte ich auch solche talabwärts bei Courchavon und Courtemaîche feststellen. Die Seitenflüsse der Allaine, besonders die aus dem Block von Bure herausfließenden, erscheinen als Schichtquellen der Sequanienmergel oberflächlich und bilden ein Flußbett, versickern dann aber talabwärts wieder und treten neben oder im Bett der Allaine wieder ans Tageslicht. Trotz des Vorhandenseins eines oberirdischen Flusses im Haupttal dürfen wir in Anbetracht der angeführten Erscheinungen das Allainetal als verkarstet bezeichnen. Der Formenschatz des Tales, besonders die an den Talwänden aufgeschlossenen Röhrensysteme beweisen, daß die Hohlraumbildung schon in früheren Stadien der Talbildung sehr intensiv gewesen ist. (Höhlen von Milandre, Höhlen von Courtemaîche, Lit. 66, 67.) Die von der Tiefenerosion an Talwänden nun bloßgelegten Röhrensysteme waren sicher in der Lage, den gesamten Abfluß aufzunehmen. Wir nehmen deshalb an, daß der alte Talboden, der uns in prächtigen Terrassen erhalten blieb, verkarstet war, wie das Creux-Genazgebiet es heute noch ist. Die Fossilfunde bei Courchavon (Seite 12) deuten darauf hin, daß die Röhrensysteme der Terrassen des Allainetales schon im Jungdiluvium außer Funktion gesetzt wurden. Seit dieser Zeit ist die Gleichgewichtskurve durch die kombinierte Eintiefungstätigkeit des mechanisch und chemisch wirkenden Wassers auf 1—9‰ Gefälle entwickelt worden, während im Creux-Genazgebiet erst 8—20‰ erreicht wurden. Die Fortschritte, welche die eintiefenden Vorgänge im Allaine- gegenüber dem Creux-Genaz-Tal erzielt haben, beruhen auf der Durchsägung der seit dem Diluvium ausgeschalteten Fließzone.

Das Allainetal steht also im Begriffe der Entkarstung. Im untern Creux-Genaztale aber stellten wir fest, daß die Verkarstung ständig zunimmt. Im Haupttal ist die Entwicklung weiter vorgeschritten. Die Gerölle auf den untersten Terrassenböden des Allainetales deuten auf einen früheren oberirdisch erfolgten Abfluß. Allmählich aber machte die chemische Ausräumung große Fortschritte und ein unterirdisches Abflußsystem entwickelte sich. Es wäre möglich, daß der oberirdische Fluß zu dieser Zeit vollständig versickerte und das Allainetal zu diesem Zeitpunkte in dem Entwicklungsstadium war, in wel-

chem das Tal des Creux-Genaz sich heute noch befindet. Damals war die mechanische Ausräumung gegenüber der chemischen geringer. Je mehr sich nun aber die Talsohle den Oxfordtonen näherte, umso weniger vermochten die unterirdischen Räume den Abfluß zu fassen. Es setzte nun der oberirdische Abfluß wieder ein. Wenn der Fluß sein Bett in die Tone eintieft, dann wird der Abfluß vollständig oberirdisch erfolgen. Auch im Creux-Genaztal wird sich diese Entwicklung bemerkbar machen. Durch rückschreitende Erosion wird auch das Trockental des Creux-Genaz angeschnitten werden. Die unterirdischen Röhrensysteme dieses Nebenflusses werden geöffnet werden. So wird dieses Tal dem Formenzustand entgegen geführt, in welchem sich das Allainetal heute befindet. Diese Betrachtungen ergeben einwandfrei, daß bei der Talbildung im Gebiete der Ajoie die chemischen Ausräumungs- und die mechanischen Eintiefungsvorgänge in enger Verbindung miteinander gestaltend wirken.

2. Die Täler der Cauvate, der Vendline und des Gland. Im Gebiete der genannten Flüsse sind die Grenzen zwischen oberirdisch und unterirdisch entwässerten Zonen viel ausgeprägter. Eine Zone episodischer Entwässerung, entsprechend dem Talstück vom Creux-Genaz bis Pruntrut, gibt es dort nicht. Die Trockentalabschnitte sind kürzer. Die Versumpfungserscheinungen dieser Täler dürfen nicht über den intensiven Stand der Verkarstung hinweg täuschen. Für die Anwesenheit von unterirdisch fließendem Wasser sprechen die Karstquellen in der Talsohle. (Morphologische Karte, Tafel II.) Das Vorhandensein von oberirdischer und unterirdischer Entwässerung erinnert uns an die Verhältnisse im Allainetal.

Im Tale des Gland sind die Abflußverhältnisse etwas anders. Die Malmplatte liegt dort tektonisch etwas höher, der Fluß aber befindet sich schon viel näher an der Erosionsbasis des Doubs. Deshalb liegt die Hauptstrecke der Talsohle schon unter 400 m Meereshöhe. Die Hochflächen sind stärker gehoben. So sind die Täler viel tiefer und die Hänge, wenn auch nicht fluhartig, so doch steilwandig ausgebildet. Ein Abtauchen der Malmplatte in der Flußrichtung führt dazu, daß Wasser von den tieferen Malmschichten auf die höhern übertritt. Dieser Umstand wäre einer Verkarstung des Tales günstig. Trotzdem aber

kann man etwa von Glay 410 m an auch in großen Trockenzeiten einen oberirdischen Abfluß beobachten. Die Seitentäler des Gland sind am stärksten ausgetrocknet. Stärker aber als anderswo machen sich hier die Schichtquellen bemerkbar. Sogar die Pterocerasmergel liefern dauernd Wasser, das dann talabwärts versickert, um an der Stelle des Ausstreichens der Sequanienmergel für eine kurze Strecke an die Oberfläche zu treten. Die auffallendsten Quellphänomene sind die Doue, wohl die stärkste Quelle des ganzen Untersuchungsgebietes, dann die Creuse (Lit. 38/3), welche bei Blamont am steilen Talschlusse in halber Höhe austritt. Beide Quellen treten nicht in der Talsohle, sondern in einiger Höhe über dem Tal am steilen Hang aus. Beide Schichtquellen verursachen einen Wandabbruch, der sich weiter rückwärts verlagert und zur Entwicklung eines steilwandiger Sacktales führt.

Aehnliche Verhältnisse finden wir im Gebiete der Nordabdachung des Blockes von Bure. Im Gebiete der Blockkuppel fehlt der oberirdische Abfluß vollständig. Der unterirdische Fluß macht sich bemerkbar durch intensive Hohlraumbildung, welche dann an der Erdoberfläche Sackungserscheinungen hervorruft. Da sind die Dolinen in lebhafter Entwicklung begriffen. Muldentäler entstehen auf diese Weise. Streckenweise sind diese Muldentäler wieder unterbrochen. Weite Becken von geringer Tiefe (ca. 5 bis 10 m) sind bei Croix und zwischen Bure und Fahy zu finden. (Morphologische Karte, Tafel II.) Im Gebiete der tektonischen Abdachung sind die Täler bis auf die Oxfordtone eingeschnitten. Diese Schichten verursachen einen oberirdischen Abfluß, der dann beim Uebertritt der Täler auf die flach gelagerte Kalkplatte wieder versickert. Weiter gegen die Allaine zu tritt der Abfluß dann abermals in den Quellen der Batte und der Feschotte an das Tageslicht.

An der Stelle, wo im Tale die Oxfordtone ausstreichen und ein oberirdischer Fluß in diesen Schichten entspringt, kommt es zur Bildung einer Stufe. Ueber den Tonen brechen die Kalkbänke nieder. In einem Falle führte dieser Vorgang zur Bildung einer prächtigen Naturbrücke. (Pont Sarrazin.) Diese Stufenbildung ist also das Werk des unterirdisch heranfließenden, nun an die Oberfläche tretenden Wassers. Die Trümmermassen, die unterhalb dieser Talstufen liegen, deuten darauf hin, daß die

Flüsse lebhaft erodieren. Die Talstufen werden talaufwärts verlegt. Die über den Talstufen gelegenen Muldentäler werden aufgezehrt und die normale Erosion gewinnt in diesen Trockentälern wieder die Herrschaft.

i) Die Formen des unterirdisch ausräumenden Wassers (Karstformen).

1. Die Dolinen. Die Sackungserscheinungen auf den Hochflächen sind die unmittelbare Folge der in der Tiefe des Gesteines vor sich gehenden Auflösung. In den Gemeinden Bure, Croix, Grandfontaine und Montignez sind während der Untersuchungsperiode Löcher von mehreren Metern Tiefe entstanden. Die Bauern der Gegend stehen ständig im Kampfe mit diesen Erscheinungen. Meist ist an den Einbruchstellen die Lehmbedeckung sehr mächtig. Der anstehende Fels wird in der Einbruchstelle nicht einmal sichtbar. Die in die Tiefe führenden Klüfte werden dann von den Bauern verstopft und die Löcher werden wieder aufgefüllt. Aber eines Tages bricht der Schutt von neuem in die Kluft ein. Die Dolinen haben verschiedene Formen. An einzelnen Stellen entstehen trichterförmige Vertiefungen von meist nicht mehr als 10 m Durchmesser. An anderen Stellen bilden sich flache Mulden, in denen selbst Ackerbau betrieben werden kann. Wahrscheinlich entstehen auch nicht alle Dolinen auf dieselbe Weise. Die in den Talsohlen beobachteten Naturschächte und Trichter, die als Ueberlaufsventile des unterirdischen Flusses funktionieren, sind das Werk kombinierter Gestaltungsvorgänge. Bei den Dolinen der Hochflächen ist die Zugehörigkeit zu einem unterirdischen Flußlauf häufig zu beobachten. Bei Lugnez konnte ich unter dem Vogesensand mit Zwischenlagerungen gut abdichtender Tonschichten mächtig ausgeweitete Klüfte beobachten. Auch unter dieser 10–20 m mächtigen Sanddecke ging das Werk der unterirdischen Ausräumung weiter, so daß die Sanddecke an einzelnen Stellen in die Klüfte absackte. Obwohl die lösende Wirkung des Oberflächenwassers im Sinne von O. Lehmann (Lit. 69) bei der Bildung der Dolinen mitspielt, so ist doch der Einsturz, der im Gebiete der Ajoie so

häufig zu beobachten ist, ein Zeichen dafür, daß die unterirdische Hohlraumbildung eine große Rolle spielt.

2. Die Höhlen. Im Bereiche des Untersuchungsgebietes befinden sich die schönsten und bekanntesten Höhlen des Juragebietes. Die sagenumwobenen Grotten von Milandre befinden sich im Talhange der Allaine zwischen Buix und Boncourt. (Lit. 66.) Erst vor etwa 50 Jahren wurde durch Stalagmitenraub das Vorhandensein einer sehr großen Höhle an der von Réclère ins Doubstal hinüberführenden Straße bekannt. Diese Grotte war ursprünglich nur durch ein kleines gefährliches Loch, welches senkrecht in die Tiefe führte, zugänglich. Diese Höhle beweist, daß in der Tiefe des Gesteines gewaltige Ausräumungen vorhanden sein können, ohne daß der Mensch davon Kenntnis hat. Wieviele solcher Höhlen im Gebiete der Ajoie noch vorhanden sind, kann niemand wissen.

Die Höhle von Réclère hat folgende Ausmaße:

Höhe 15—20 m, größte Ausdehnung in der Länge: 90 m. Am Boden liegen gewaltige Blöcke, welche von der Decke heruntergestürzt sind. Die Höhle weist also Verbruchserscheinungen auf. Der Verbruch ist aber älter als die prächtigen Tropfsteinbildungen, die in Form von mächtigen Säulen und erstarrten Sintermassen die Räume der Höhle zieren. Das geht aus dem Umstand hervor, daß das Tropfsteinwerk zum Teil auf dem niedergebrochenen Schutt aufgebaut ist. Durch den Verbruch allein kann dieser mächtige Hohlraum auch nicht entstanden sein, da der Abbruch der Decke das Vorhandensein eines bereits bestehenden Raumes zur Voraussetzung hat. Auch das Sickerwasser kann die Höhle nicht gebildet haben, da es ja in auffallender Weise Kalk akkumuliert. Interessant ist nun die Erklärung, die wir einer unveröffentlichten Beschreibung der Höhle von F. Koby entnehmen. Er geht davon aus, daß die Höhle unter Wasser gesetzt war. Er nimmt eine unterirdische Verbindung zum Doubstale an. Als nun der Doubs sein Tal noch nicht so tief eingeschnitten hatte und im Niveau unserer Höhle floß, gab er Wasser an die unterirdischen Kluftsysteme der Rauracienkalke ab. Diese bildeten dann durch ihre lösende Tätigkeit geräumige Röhren. Nach erfolgter Eintiefung des Doubs und Trockenlegung der unterirdischen Röhren vollzogen sich in den mergeligen Schichten des Hangenden Deckenab-

brüche. Auf den Trümmern und an den Wänden baute darauf das kalkgesättigte Sickerwasser die Pracht des Tropfsteinwerkes.

Für uns ist es interessant, daß ein hervorragender Geologe und ausgezeichneter Kenner des Gebietes schon vor vielen Jahrzehnten der lösenden Tätigkeit des unter Druck strömenden Wassers so große Bedeutung beimaß. Auch bei der Bildung der Höhle von Milandre scheint mir die lösende Tätigkeit des Druckgerinnes hervorragenden Anteil gehabt zu haben.

3. Die geschlossenen Becken. In der Talmulde von Réclère (oberes Creux-Genaztal) wurde früher schon ein 6 m tiefes Becken, ohne oberirdischen Abfluß festgestellt. Aehnliche Formen befinden sich bei Bure, Fahy und Croix. Das Bassin fermé von Croix zeigt Beziehungen zum Tal von St. Dizier. Schreitet man aus dem Beckenzentrum heraus gegen das genannte Tal zu, so muß man ein paar Meter ansteigen, um über eine flache Schwelle hinweg in das Muldental der Batte hinein zu kommen. Eine andere seichte Beckenform befindet sich nordöstlich von Abbéviller. Die geringe Tiefe dieser Oberflächenformen deutet schon darauf hin, daß die Bildung von geschlossenen Becken (Poljen) in dieser Gegend erst in Entstehung begriffen ist.

III. Morphogenese.

(Die zeitliche Entwicklung der Formen.)

1. Die alttertiären Formen.

Hummel bezeichnete die Hochflächen des Elsgaues als altpliocäne oder miocäne Peneplain, die aus einer noch älteren im Senkungsfelde von Pruntrut reliktartig erhaltenen Landoberfläche sich entwickelt haben soll. (Lit. 11,53. Nachfolgende Ueberlegungen führen uns dazu, dieser „noch älteren Landoberfläche" besondere Bedeutung beizumessen. In keiner Gegend des Jura kann die alttertiäre Formgestaltung besser erfaßt werden, als in der Ajoie. Diesen Vorteil bieten die in einem für morphogenetische Beurteilung besonders günstigen Abtragungszustande erhaltenen Ablagerungen der Oligocänzeit. Gegenüber den im Hochjura vorhandenen oligocänen Bildungen zeichnet sich der Elsgau durch seine zahlreichen, voneinander isolierten Vorkommen aus. Gegenüber den im Rheintalgraben oder in den großen Jurabecken liegenden oligocänen Absätzen haben sie den Vorteil tiefer Aufgeschlossenheit, die überall Einblick in die Auflagerungsverhältnisse gestattet. Für die Beurteilung der unter den tertiären Relikten heraustretenden Altformen ist eine genaue Gliederung der oligocänen Ablagerungen notwendig. Wir verweisen auf die beiliegende geologische Kartenskizze. (Tafel I.) Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, daß längs des Nordrandes der Ajoie, wo die Malmplatten in den Rheintalgraben abtauchen, und in diesem selbst, die Transgression des Rheintalmeeres über die Sequanienbänke hinweg ging. (Lit. 76, 79, 97.) Im S aber arbeitete die Brandung auf den obern Schichten des Malmes. Die schon von A. Greßly (Lit. 92, S. 75) als marine Küstenbildungen erkannten tongrischen Ablagerungen wurden also auf einer Oberfläche abgesetzt, die im Gebiete der Ajoie und

im weitern Umkreise desselben aus den obern und mittleren Schichten des Malmes herausgeformt worden war.

a) Die Höhenlage der oligocänen Ablagerungen.

Längs der Mont Terrikette liegen die Küstenkonglomerate auf der ansteigenden Antiklinalflanke bei Bressaucourt 530 bis 570 m hoch (Rollier, Lit. 87), in geringer Entfernung davon, bei Pruntrut hingegen auf den obersten Malmschichten in nur 440 m Höhe. Diese Differenz ist bedingt durch die postoligocän erfolgte Jurafaltung, von welcher natürlich auch die unter den Ablagerungen hervortretende Einebnungsfläche betroffen wurde. Die Dislokation ist im Steinbruch „Oiselier" westlich Pruntrut besonders schön zu beobachten. In einer aufgefüllten Erosionsnische liegen die Küstengerölle an die Schichtköpfe der nach N einfallenden Kimmeridgienbänke angepreßt. Durch die tektonischen Bewegungen sind die Gerölle sehr stark deformiert worden. Das mit Schottern aufgefüllte Bett mußte einer starken seitlichen Druckwirkung ausgesetzt gewesen sein. Gewaltige Blöcke von Jurakalken wurden von S her in die Schotter hineingepreßt, die ihrerseits dem Drucke nachgaben. Dabei wurden die schwach einfallenden Kalkbänke, ja selbst die Schichtköpfe geritzt und poliert. Die im Gestein eingelagerten Fossilien wurden längs und quer angeschliffen.

Die Lagerungsverhältnisse deuten überall darauf hin, daß die tertiären Ablagerungen die Bewegungen der Unterlage mitmachten. Diese zweifellos mit der Jurafaltung im Zusammenhang stehenden Dislokationen haben die ganze Ajoie erfaßt. So befinden sich die nach den Gesetzen einer in gleichmäßigem Niveau fortschreitenden Brandungsarbeit abgesetzten Strandsedimente jetzt in verschiedener Höhenlage. Im Synklinalzug Pruntrut—Miécourt liegen sie etwas tiefer, ebenso in dem von mir dem Block von Bure angegliederten Niveau von Fesches. Längs der Mont Terrikette liegen sie etwas höher. Somit können wir sagen: Die Unterlage der oligocänen Küstenbildungen der Ajoie ist im Zusammenhang mit der Jurafaltung verstellt worden. Die Auflagerungsfläche liegt nicht mehr in der ursprünglichen Höhe. Sie weist in der Umgebung von Pruntrut Höhenunterschiede von 70—170 m auf. In der östlichen Ajoie sind diese Höhendiffe-

renzen geringer. Die Auflagerungsfläche ist dort weniger gestört. Bei Alle liegt sie etwa 40 m tiefer, in der nördlich dieser Gegend liegenden Antiklinale des Bois Juré etwa 40 m über dem mittleren Niveau von 500 m. Der ideale Tafelcharakter der Auflagerungsfläche ist dort nur wenig verwischt und vor allem auf dem Tafelstück zwischen Cœuve und Bonfol prachtvoll erhalten. Die Möglichkeit, daß die oligocänen Vorkommen auf einer anderen Oberfläche, als der heute noch vorhandenen abgelagert wurden, besteht nicht, da sie auf den höchsten, schon zur Eocänzeit abgedeckten Malmserien abgesetzt wurden. Was der Abtrag auf den zwischen einzelnen Oligocänrelikten liegenden Tafelstücken seither entfernt hat, dürfte nur von ganz untergeordneter Bedeutung sein. Die Auflagerung dieser oligocänen Bildungen und die zwischen ihnen noch im selben Abtragungszustand vorhandenen Kalkflächen beweisen das Vorhandensein eines zur Oligocänzeit erreichten und später nicht mehr weiter geförderten Abtragungszustandes der Malmplatte. Die unter den Küstenkonglomeraten hervortretende Abrasionsform muß im Raume Courgenay—Frégiécourt—Vendlincourt—Cœuve annähernd die Gestalt einer idealen Ebene auf flach gelagerten Bänken besessen haben. Die höchstens 10 m tiefen, allerdings sehr schroff in die Kalkbänke eingeritzten Erosionswunden, in denen die Konglomerate zum Teil heute noch liegen, haben nur lokalen Charakter gehabt. So ist im bezeichneten Raum die Abrasionsfläche seit dem Mitteloligocän exogen kaum verändert, aber endogen durch die Bildung einer weit gespannten Mulde in der Gegend von Alle-Miécourt um etwa 40 m abgesenkt worden. In der Gegend des Bois Juré entstand eine antiklinale Aufwölbung von ca. 40 m Höhe, zwischen Vendlincourt und Cœuve blieb sie im Rahmen des später regional gehobenen Blockes unverändert. Die Blockfläche von Montignez, die selbst keine oligocänen Ablagerungen aufweist, hängt nördlich Pruntrut direkt mit dieser Altfläche zusammen. Damit wäre gezeigt, daß die alte Landoberfläche des „Senkungsfeldes" von Pruntrut nicht nur reliktartig, sondern ganz weiträumig erhalten ist. Die moderne Durchtalung ist bis jetzt nur sehr seicht und räumlich beschränkt in die Altfläche eingelegt

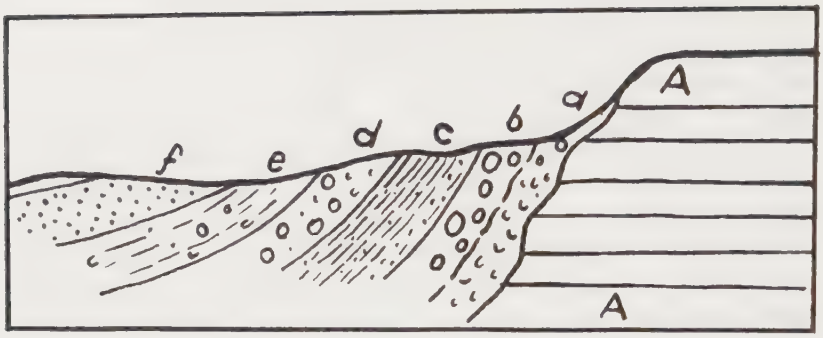
und die Flüsse haben in ihren Oberläufen erst die Kalkunterlage, welche schon die Auflagerungsfläche der oligocänen Sedimente war, erreicht. (Allaine bei Alle, Vendline bei Vendlincourt.)

Die beschriebene Fläche ist das Hauptelement der unter den marinen Küstenbildungen begrabenen und später wieder aufgedeckten Formen.

Aber nicht alle Höhenunterschiede der Auflagerungsfläche lassen sich endogen erklären. Im Gebiete der Vendline und der Cauvate liegen die oligocänen Sedimente in verschiedener Höhenlage, ohne daß tektonische Dislokationen dies verursacht haben. Die Auflagerungszone der oligocänen Sedimente mußte im Gebiet der nordöstlichen Ajoie weniger flach gewesen sein; sie war mit einem schwachen Relief ausgestattet. Die Unterschiede in der Höhenlage der Tertiärrelikte sind also hier exogen bedingt. Es ist nun unsere Aufgabe, dieses Relief darzustellen und unsere diesbezügliche Auffassung zu beweisen.

Westlich Cœuve liegen am Hang des Cauvatetales oligocäne Küstenbildungen, die zwar heute nicht mehr aufgeschlossen sind, deren Auflagerungsverhältnisse Thurmann und Greßly wie folgt dargestellt haben: (Siehe Fig. 3, aus Lit. 92 und 108.) Bei dieser Skizze handelt es sich um die Darstellung von marinen Küstenbildungen, die an einen zur Zeit der Ablagerung schon bestehenden Steilhang angelagert worden waren. Die Autoren bezeichneten schon vor 100 Jahren die Ablagerung als ein „terrain qui a déjà trouvé quelques-uns des reliefs actuels". (Lit. 46.)

Hummel vermerkt auf seiner Karte die oligocänen Sedimente am Talhang der Cauvate zwischen den Höhenkurven 450—510 m. (Lit. 11.) Diese Ablagerungen liegen also nicht mehr auf der glatten Hochfläche, sondern am linksseitigen Abfall und reichen annähernd auf die Talsohle hinunter. Auf derselben Karte finden wir weiter nördlich an der bei P. 414 nordwestlich des Dorfausganges Lugnez nach Les Grosses Genavrières abzweigenden Straße weitere oligocäne Relikte. Talaufwärts liegen solche längs der nach Pruntrut führenden Straße, sind aber dort etwas gehoben, da sie bereits im Bereiche der Fahyantiklinale liegen. Unter den pontischen Sanden von Lugnez, 200 m südlich La Mechière konnte ich oligocäne Relikte in 430 m Höhe finden. Am



Figur 3. Oligocäne Ablagerungen bei Cœuve.
in einem heute nicht mehr zugänglichen Aufschlusse. Nach einer Skizze aus dem Jahre 1852 von A. Greßly.

Zeichenerklärung:

AA. Falaise jurassique avec **Macrotomya,** Ceromya, Térébratula etc. Les tranches des couches sont striées par le frottement des falaises lors du soulèvement, et couvertes d'huitres, d'hinnites où spondyles où perforées par des pholades, lithodomes, vénérupis et plusieurs annelides.

a. Couche marno-calcaire ou tuffeuse stalagmithique, remplie de serpules, **térébratules,** trochus et autres univalves de petite taille qui pénètrent dans les creux et interstices du rocher. Sur d'autre point, il y a des amas de cailloux jurassiques à empreintes digitales où criblés de trous de coquilles perforantes.

b. Macignos de gros cailloux avec des marnes blanchâtres du calcaire blanc avec les mêmes fossiles.

c. Marnes blanchâtres bigarrées, crayeuses avec térébratules chama.

d. Grès calcaire jaunâtre, comme à Miécourt où Brislach avec Ostréa, en général dure.

e. Grès marneux avec petits débris jurassiques formant une molasse **gris jaunâtre à fortes taches bleues.** Le reste est recouverte par le terrain alluvionaire.

Osthang des Réchésy-Gewölbes steigen die Konglomerate mit dem Schenkel an. Gegen Beurnevésin hinüber nehmen die Relikte schon etwas flächenhaftere Ausdehnung an. Auch in der Gegend von Bonfol und Vendlincourt sind oligocäne Ablagerungen in tieferer Lage bekannt geworden. Unter den pontischen Ablagerungen von Vendlincourt konnte ich oligocäne Ablagerungen, die bereits im Niveau der Talsohle liegen, feststel-

len. Diese oligocänen Relikte liegen zum großen Teil 50 m tiefer als die Hochfläche zwischen Vendline und Cauvate. Tektonische Ursachen für die tiefe Lage der oligocänen Ablagerungen konnten nicht ermittelt werden. Die Depression mußte demnach durch exogene Vorgänge geschaffen worden sein. Sie bestand bereits, als das Rheintalmeer in das Gebiet des heutigen Elsgaues einbrach und seine Sedimente absetzte. (Abb. 15.) Das Auffinden eines solchen in die Blockhochfläche westlich Bonfol eingearbeiteten, tieferen Niveaus läßt sich mittelst morphologischen Methoden bezeugen:

1. Die von der Cauvate und von der Vendline beherrschte Ausräumungszone entspricht nicht dem Formenbild, welches wir nach unseren Erfahrungen längs solcher Flüßchen im Kalk zu treffen gewohnt sind. Die Dimension der Talquerschnitte, wie sie normalen Bächen hier zugesprochen werden darf, ist im Cauvatetal von Damphreux an, im Vendlinetal von Bonfol an zu beobachten.

2. Das Niveau der Talsohle, in welcher bei Cœuve die Cauvate fließt, verbreitet sich talabwärts rasch und geht gegen Damphreux in das Hochflächenniveau über.

3. Der östliche Talhang der Cauvate, welcher bei Cœuve noch als solcher gelten kann, macht sich vom Verlaufe des Tales unabhängig und zieht als eine Stufe gegen Beurnevésin hinüber.

4. Diese Stufe trennt die beiden Niveau 450 und 490 m voneinander. Wir sehen also bei Cœuve zwei „Scheintalhänge" sich in weitem Winkel öffnen. Die ganze in das höhere Hochflächenniveau eingesenkte Depression hat die Form eines kleinen Aestuares. Die in einer Reliktenkette bis nach Pruntrut hinüber zu verfolgenden Küstenbildungen, welche in Erosionsnischen eingelegt sind, lassen auf dieser Linie einen Flußlauf aus der Richtung von Bressaucourt vermuten. Dieser floß schon vor der Ablagerung der Gompholithe der Spitze des Aestuares von Cœuve zu, wurde dann mit Schottern aufgefüllt und mit sandigen Bildungen eingedeckt.

Mit den obigen Ausführungen habe ich gezeigt, daß eine zur mitteloligocänen Zeit bestehende Landoberfläche auch heute noch nicht nur reliktartig, sondern zusammenhängend besteht. Sie ist durch die nachfolgende Jurafaltung etwas verstellt wor-

den. Die Altlandschaft tritt unter den zahlreichen, zerstreuten und bis auf wenige Meter Mächtigkeit abgetragenen oligocänen Relikten hervor und weist folgende, unausgelöschte Formenelemente auf: die ebene Fläche auf der Blockhochfläche in 490 bis 500 m und ein eingetieftes niederes Niveau in 450 m Höhe, das mit einer ästuarartigen Bucht mit dem höheren Niveau verzahnt ist. Da diese Niederung auch heute wieder von einem Fluß entwässert wird, erscheint sie zunächst als ein Formengebilde rezenter Erosion. Erst die Berücksichtigung der in dieser Hohlform liegenden oligocänen Relikte und der Vergleich mit der der Cauvate zustehenden Talform führt zur Erkenntnis der alten Form.

b) Die Datierung der Altformen.

Die Küstenbildungen der Ajoie, welche für die Altersbestimmung der Formen von Bedeutung sind, wurden als dem „Système de Bourogne" zugehörend bezeichnet. (Rollier 87, Kilian 60, Meyer 79, Hummel 53, Keßler 57.) Durch L. Meyer hat seine stratigraphische Stellung eine neue Deutung bekommen. Unter einleuchtender Beweisführung stellt er das Système de Bourogne ins obere Sannoisien. Mitten im Verbreitungsgebiete dieser dem Sannoisien zugewiesene Relikte treten aber auch wieder einwandfreie Zeugen für das Vorhandensein von stampischen Bildungen auf. Es sind das Fischschiefer, die ich bei Vendlincourt fand, und die auch früher schon bei Bonfol festgestellt wurden. Die bei Lugnez unter den Vogesensanden in ganz geringer Mächtigkeit aufgeschlossenen Sande mit Ostrea cyathula könnten als Relikte der Elsässermolasse bereits ins Chattien gestellt werden. Die erste Bearbeitung der Malmkalke setzte also gegen Ende des Sannoisien ein. Sie dauerte durch das Stampien hindurch an. In einem Zeitraum, in welchem im Elsässertrog über 1000 m Sedimente abgesetzt wurden, hinterließ die Transgression im Gebiet der Elsgauerplatte nur geringe Mächtigkeiten. Das Vorhandensein verschiedenartig beschaffener Sedimente wurde früher durch Faciesunterschiede erklärt. Das bunte Durcheinander von sandigen Ablagerungen, Konglomeraten und tonigen Absätzen in der Ajoie berechtigt aber zur Annahme, daß die lithologisch verschiedenen, und doch räumlich so nahe beieinander

liegenden oligocänen Absätze nicht gleichzeitig gebildet wurden. Wir werden so zur Annahme verschiedener Ueberflutungsphasen genötigt. Diesem Kommen und Gehen des Meeres entspricht auch ein Wechsel von Akkumulation und Abtrag, so daß einerseits das Brandungswerk in seiner Tiefenschürfung beschränkt war, andererseits die Absätze aber doch immer wieder aufgearbeitet wurden. Ein Vergleich der Vorgänge im Gebiet der Ajoie mit denjenigen im Elsässertrog und im Delsbergerbecken ermöglicht uns, die Tiefe des Abtrages der oligocänen Abrasionstätigkeit etwas genauer zu fassen. Jenseits der Mont Terrikette ist die Kimmeridgienplatte unter den tertiären Ablagerungen in ähnlicher Weise erhalten wie in der Ajoie. Sie taucht am Rande des Delsberger Beckens unter der Tertiärdecke auf und steigt zu den Antiklinalflanken der das Becken umrahmenden Faltenzüge auf. Wie der geologische Atlas (Lit. 12) sehr schön zeigt, trägt die Platte aber eine zusammenhängende Decke eocäner Roterde. Diesseits der Mont Terrikette, gegen die Ajoie hin, sind diese Ablagerungen nur noch in Spuren vorhanden. Das Verschwinden dieser Sedimente auf der Elsgauerplatte ist auf stärkere Abtragungsvorgänge zurückzuführen. Da denkt man natürlich an die gegen das Ende des Sannoisien wirksam werdende Brandung. Tatsächlich wurde von den Geologen (Rollier, Greppin) auch immer schon auf den reichen Gehalt von aufgearbeiteter eocäner Roterde im Bindemittel der Gompholithe hingewiesen. Damit haben wir einen Anhaltspunkt, um die Abtragungsintensität der Brandung festzustellen. Diese erfaßte die auf der Malmplatte in Karstvertiefungen abgesetzten eocänen Bildungen vollständig und griff, wie es die autochthonen Gerölle beweisen, den Malm an. Nach den obigen Darlegungen könnte man nun leicht dazu kommen, die Entblößung der Malmplatte bis auf das Rauracien hinunter auf das Konto dieser Brandungsarbeit zu buchen. Die Bohrberichte über die im Rheintalgraben angesetzten Bohrungen mahnen aber zur Vorsicht. Bevor die Bohrkronen dort das Sequanien erreichten, hatten sie bis 20 m mächtige Eocänbildungen zu durchteufen. Im nördlichen Nachbargebiet der Ajoie war also die Abdeckung der Malmplatte bis auf das Sequan schon das Werk des eocänen Abtrages.

Die in den Küstenkonglomeraten der Ajoie so prachtvoll do-

kumentierte Abrasionstätigkeit darf in ihrer Arbeitsleistung nicht überschätzt werden. Einwandfrei hat sie die auf der Malmplatte einst sicher vorhandenen prästampischen Bildungen weggeräumt und darüber hinaus die oberen Kalkbänke abgehobelt. Die Entblößung der mittleren und unteren Malmschichten darf aber, wie die Verhältnisse im Rheintalgraben es zeigen, nicht ohne weiteres ihren Leistungen zugeschrieben werden.

Die auf dem Block westlich Bonfol, dann vor allem in der Synklinalzone Pruntrut—Miécourt und am Südrand der Mont Terrikette durch Ablagerung nachweisbare prästampische und stampische Fläche können wir auch auf anderen Blöcken wieder finden. In Anbetracht der geringen Distanzen und der einheitlichen morphologischen Abtragungszustände können die für den Block westlich von Bonfol und für die nähere Umgebung von Pruntrut gezogenen Schlußfolgerungen auch auf die Haute Ajoie übertragen werden. (Siehe Seite 27.) Auch über die Blöcke von Montignez und Bure ging zur Oligocänzeit das in der östlichen Ajoie so schön zu beobachtende Wechselspiel von Abrasion und Akkumulation. Wenn heute auch auf der Blockkuppel von Bure keine Spur von oligocänen Ablagerungen mehr zu beobachten ist, so zeigt doch das Profil von Pruntrut nach Bure, daß die Altfläche überall in derselben Weise erhalten ist, wo nicht die Durchtalung der modernen Entwässerungsbahnen begonnen hat, neue Züge in das uralte, nun etwas verstellte Flachland einzuzeichnen.

Die Altlandschaft im Rahmen des südlich des Rheintalgrabens gelegenen Randgebietes. Inwiefern entspricht nun das zu Beginn des Stampien begonnene Abtragungswerk den Voraussetzungen, die gestatten, von ihm als von einer Peneplain zu sprechen. Wie die meisten Aufschlüsse zeigen, wurden die gegen die mitteloligocäne Zeit hin abgesetzten Bildungen auf den damals sehr flachgelagerten Kalktafeln oder in Erosionsnischen in denselben abgelagert. Die Kalkbänke wurden abgeräumt und abgehobelt und mit den Aufbereitungsprodukten wieder zugedeckt. Flachland blieb Flachland. Es wurden keine Gebirge eingeebnet, höchstens Erhebungen von Maximal 100—150 m Höhendifferenz ausgeglichen.

Zu Beginn der mittleren Oligocänzeit sehen wir die Ajoie in nachfolgend geschilderter Beziehung zu ihren Nachbargebie-

ten: 1. Im Rheintalgraben, der zu dieser Zeit bereits eingesenkt war, liegen bis 500 m mächtige Bildungen des Sannoisien. (Bohrberichte von Reppe, Chavanne und Suarce in Lit. 76.) Im S der Ajoie (Delsbergerbecken) geht die Transgression des stampischen Meeres über die in Mulden geschützten prästampischen Bildungen hinweg. 3. In unserem Gebiete kommen prästampische Bildungen und Partien der Malmplatte zum Abtrag. Der Elsgau lag gegenüber seinem nördlichen Nachbargebiet tektonisch bedeutend (ca. 500 m), gegenüber seinem südlichen Nachbargebiet um weniges höher. Er hatte also in diesem Zeitpunkt den Charakter einer Schwelle und nicht eines Bassins, als das die Gegend von Pruntrut in der Literatur bezeichnet worden ist. (Grahmann 44, Hummel 53, Gibert 40.) Im Bereich des Oberrheintalgrabens brandete das Meer über Dogger, ja selbst über Trias und Grundgebirge hinweg. (Keßler 57 usw.) Für die Gegend südlich des Rheintalgrabens sprechen die Auflagerungsverhältnisse für das Vorhandensein einer weit verbreiteten Kimmeridgien-Sequaniendecke, die nur lokal bis auf das Rauracien entblößt war. (Blauengebiet Lit. 99 und Banné—Ermont—Zug, Seite 31.) Nirgends sind im Bereiche des Bernerjura oligocäne Sedimente auf tiefer liegenden Schichten als auf Rauracien beobachtet worden. Wo im benachbarten Pfirterjura oder im Gebiete zwischen Oberrheintalgraben und Delsbergerbecken ein kleines Relikt oligocänen Alters erhalten blieb, da liegt es immer auf Malmkalken. Für das Untersuchungsgebiet und seine Nachbarschaft kann eine zusammenhängende Malmtafel angenommen werden, die zur Zeit des Stampien im selben Niveau gelegen haben mußte, wie die viel tiefer abgetragenen Randgebiete des Rheintalgrabens. Allein wohl nicht, aber im Zusammenhang mit diesen Randgebieten darf die Ajoie als Peneplain (Tafelrumpf) bezeichnet werden. Dabei muß betont werden, daß die stampische und prästampische Abrasion eine bereits bestehende, küstennahe, tafelartig gelagerte Flachlandschaft nicht etwa vollständig geschaffen, sondern nur weiter ausgebildet hat. Die Bildung dieser oligocänen Landformen, wie sie geschildert wurden, scheint uns in Anbetracht der vielen korrelaten Ablagerungen nicht problematischer Natur zu sein. Viel merkwürdiger ist der wunderbare Erhaltungszustand dieser Formen. Man ist zunächst geneigt, das durch einen Ruhezustand zu erklären, während dessen Dauer

das Abtragungswerk nicht gefördert wurde. Für die Richtigkeit dieser Annahme fehlen aber die nötigen Belege in Form von Verwitterungsschichten, die sich ja in diesen langen Zeiträumen gebildet haben müßten. Außerdem müßte ja die Verkarstung, die sich erst im Anfangsstadium befindet, weitere Fortschritte gemacht haben. Letzten Endes sprechen aber jungtertiäre Ablagerungen für ein sehr wechselvolles geologisches Geschehen, welches seit der Oligocänzeit neue, großartige Veränderungen brachte. Wir fragen uns, wie konnte es kommen, daß die Abtragungstiefe der Malmplatte, wie sie schon zu Beginn der stampischen Zeit erreicht war, vom Spiel der exogenen Kräfte der späteren Epochen nicht überholt wurde? (Seite 97.)

Um diese Frage weiter zu verfolgen, ist es nötig, die Zeugen späteren, jungtertiären Geschehens einer näheren Betrachtung zu unterziehen. Es sind das Ablagerungen von Sanden und Geröllen, welche sedimentpetrographisch als Vogesenmaterial zu deuten sind und nach der in ihnen eingeschlossenen Säugerfauna ins Pontikum zu stellen sind. (Lit. 28, 56, 62, 73, 77, 103, 104.) Diese Sedimente sprechen für weiträumige Veränderungen, welche sich nach der Oligocänzeit im Gebiet der Burgunderpforte und ihres südlichen Nachbargebietes vollzogen haben. Die Ajoie und mit ihr weite Teile des südlich anschließenden Juragebietes wurden zu einer Flußniederung umgestaltet, in welche aus den Vogesen kommende Flüsse die Abtragungsprodukte dieses Gebirges hinein transportierten.

2. Die Ajoie als Teilstück einer von den Vogesen gegen das heutige Schweizerische Mitteland geneigten Abdachung.

Das im Gebiete des Bernerjura zum Absatz gelangte Vogesenmaterial setzt eine von den Vogesen bis zum Jura bestehende Abdachung voraus.

Die oligocänen Massen des Golfes von Montbéliard mußten gegenüber der Elsgauerplatte gehoben worden sein, so daß die Flüsse aus dem Wasgenwald ihr Geschiebe über das Tertiär des Elsässertroges hinweg auf das Gebiet der Ajoie und deren südliche Nachbarschaft aufschütten konnten. Für das einstige Vorhandensein einer solchen Abdachung sprechen allein die auf

dem Jurakalk abgelagerten Abtragungsprodukte der Vogesen. Diese Schotter liegen auf der Elsgauertafel in zwei verschiedenen Formen, nämlich als Zwischen- und Einstreuung in Sandschichten und als vereinzelte Gerölle eingebettet in Lehm auf der Malmplatte. Die Sande sind nicht mehr in zusammenhängender Decke verbreitet. Bei Charmoille werden sie ausgebeutet. Nördlich dieser Lokalität findet man sie erst wieder östlich der Vendline in zusammenhängender Decke, die bei Vendlincourt und bei Bonfol in Sandgruben aufgeschlossen ist. Isoliert von diesem Vorkommen liegt ein weiterer Rest von Vogesensanden östlich Lugnez. (Siehe Seite 11 und 114.) Wie ich später zeigen möchte, beträgt die Mächtigkeit dieser Sand- und Gerölldecke kaum mehr als 20 m. Die einzelnen verstreuten Gerölle, die man in anderen Gebieten des Jura als Höhenschotter, oder auch als verarmte Vogesenschotter bezeichnet (Liniger, Lit. 73, pag. 46), liegen besonders im Gebiete des Blockes westlich Bonfol und bei Montignez in dichter Streulage. In Gebieten, in denen die Gerölle besonders selten sind, konnte ich in Karsttaschen nicht nur Schotter, sondern auch rote, rostige Vogesensande mit aufgearbeiteten Oligocänfossilien finden. (Geol. Kartenskizze, Tafel I.) Die Hochflächen waren auch dort mit Vogesensanden überdeckt, wo heute kaum mehr Spuren von diesem Material vorliegen. Besonders selten sind die Höhenschotter auf den 100—150 m höher gelegenen Hochflächen der westlichen Ajoie. Die Anwesenheit einzelner Buntsandsteinbrocken und Quarzite beweist aber, daß auch dieses Gebiet unter dem Schuttkegel der Vogesenflüsse gelegen haben mußte.

Von diesen beschriebenen Ablagerungen durch einen 400 bis 500 m hohen geschlossenen Gebirgswall getrennt, liegt die südliche Fortsetzung der Vogesensande im Delsbergerbecken. Die Abtragungsprodukte aus den Vogesen liegen dort in größerer Mächtigkeit, als in der Ajoie und sind am Aufbau der Formen beteiligt. (Montchaibeux, Bois de Raube.) Wie von allen Autoren angenommen wird, muß die Mont Terrikette als ein die beiden Ablagerungsgebiete scheidender Wall erst nach der Aufschüttung der Vogesensande gebildet worden sein. Vergleicht man die nachträglich durch die Antiklinalbildung voneinander getrennten Gebiete der Ajoie und des Delsbergerbeckens miteinander, so ergeben sich einige interessante Unterschiede, welche auf die

Ausgestaltung der Vogesenabdachung ein Licht werfen. Für die Ajoie darf ein Ablagerungsgebiet von ca. 20 km Breite angenommen werden. Im Delsbergerbecken erfolgte die Aufschüttung zunächst auf eine Unterlage, die ein bestimmtes Relief aufwies. Nach den trefflichen Darstellungen Linigers (Lit. 73, pag. 15 und Karte Lit. 12) wurden die Vogesensande im Bois de Raube in einem Tale abgelagert. Dasselbe war in oligocäne Bildungen eingetieft. Erst als der Talzug vollständig aufgefüllt war, gingen die Vogesenflüsse zu einer mehr flächenhaften Aufschüttung über. Die Gesamtmächtigkeit des abgesetzten Materiales beträgt 50—100 m. Zwischen Delsbergerbecken und Elsgau haben wir also Unterschiede in der Mächtigkeit des Absatzes als auch in der Beschaffenheit der Unterlage. Das Vorhandensein von mächtigeren oligocänen Ablagerungen im Delsbergerbecken deutet darauf hin, daß schon vor der Aufschüttung der Vogesenschotter der Sockel, aus dem später der Faltenjura herausgefaltet wurde, tektonisch tiefer lag, als die Elsgauerplatte. Nur so kann man verstehen, daß das Gebiet um Delsberg zur Zeit der Vogesenabdachung weniger stark abgetragen wurde als die Ajoie, und daß die Flüsse dort bereits schon aufschütteten, während die Elsgauerplatte noch immer der Abtragung ausgesetzt war. Schon vor der Entstehung des Faltenjuras zeigte also die Gegend südlich des Mont Terri gegenüber der Ajoie ein besonderes Verhalten. Die Aufschüttung im Gebiete des Delsbergerbeckens ist nach Liniger auch keine fortgesetzte, sondern eine unterbrochene Akkumulation. (Tortone Bildungen an der Basis, pontische darüber; erstere sandig, mergelig, letztere als Schotter.) Für das Vorhandensein einer solchen Diskontinuität bei der Aufschüttung durch die Vogesenflüsse konnten bis jetzt im Gebiete des Elsgaues keine Anhaltspunkte gefunden werden. Wie aus unseren Darstellungen zu sehen ist, liegen die pontischen Ablagerungen meist direkt der Malmplatte auf, oder sie bedecken noch ein Relikt oligocäner Ablagerungen von ganz geringer Mächtigkeit. Während also im Gebiet des Delsbergerbeckens zur Obermiocänzeit Akkumulation erfolgte, unterlag die Ajoie immer noch dem Abtrag. Erst mit dem Beginn der Pliocänzeit wurde auch das Gebiet der Elsgauerplatte in die Aufschüttungszone einbezogen. Vorher und gleichzeitig war die Malmtafel im Gegensatz zu den untersten Teilen der Abdachung von den oligo-

cänen Ueberdeckungen bis auf die Relikte entblößt worden. Auf Grund dieser Tatsachen dürfen wir die Zone des Delsbergerbeckens als eine besondere, das Gebiet der Ajoie als eine zweite tektonische Einheit der Abdachung ansprechen. Daß das Gebiet des Golfes von Montbéliard (Rheintalgraben) ein drittes, die Vogesen selbst als ein viertes selbständiges Element dieser Abdachung gelten können, bedarf wohl keiner weiteren Erläuterung. Somit setzt sich die Abdachung aus nachfolgend angeführten Einheiten zusammen:

1. Faltenjura, Gebiet des Delsbergerbeckens und der Mulde von Court.
2. Elsgau.
3. Rheintalgraben, Ausbuchtung des Golfes von Montbéliard.
4. Vogesen.

Die Zone 1 unterschied sich im Oligocän von der Zone 2 nicht wesentlich. Aber zu Beginn der Miocänzeit wird sie tektonisch unruhig. (Anlage der ersten Falten nach Buxtorf und Schlaich, Lit. 29.) Die Zone 2, welche unserem Untersuchungsgebiet entspricht und gegenüber ihren nördlichen und südlichen Nachbargebieten im Oligocän stabil geblieben war, bleibt auch im Miocän fest. Die andauernde Einmuldung der Zone 3 wird nun im Miocän unterbrochen. Das Gebiet wird über das Meeresniveau gehoben. Die Zone 4 liefert im Miocän und auch im Unterpliocän die Aufschüttungsmassen. Sie unterlag also auch der Hebung und zwar in stärkerem Maße, als die andern Einheiten. Es ist nicht übertrieben, wenn wir die Vogesen als die aktivste von allen Zonen bezeichnen. Ihre Abtragungsprodukte erscheinen an der Erosionsbasis zu einem Zeitpunkte, in welchem diese selbst tektonisch unruhig wird. Die Vogesenabdachung kann im Hinblick auf diese Tatsachen unmöglich als das Produkt der fortgesetzten oligicänen, exogenen Formgestaltung angesprochen werden.

Tektonische Bewegungen sind es also, die das Entstehen der Vogesenabdachung ermöglichen. Diese endogenen Vorgänge unterscheiden sich von denen der Oligocänzeit wesentlich. Sie wirken im Gegensatz zu den oligocänen, formenlöschenden Vorgängen mehr formengestaltend, indem sie weite, vorher submarin gelegene Räume dem Abtrag neu aussetzen. Wie die Abtragungsprodukte der Vogesen und ihre Aufschüttung an der Erosions-

basis beweisen, sind die Bewegungen an der Basis der Abdachung und am Ursprung der Flüsse ungefähr zur gleichen Zeit ausgelöst worden. Zu dem Zeitpunkt, in dem es im Gebiet des späteren Bernerjura anfängt unruhig zu werden, wird der uralte Gebirgsrumpf der Vogesen erneut der Erosion ausgesetzt. Somit wurde also nicht nur das Deckgebirge im Jura, sondern auch das Grundgebirge im Gebiete der Vogesen bei der Bildung der Vogesenabdachung von den tektonischen Vorgängen erfaßt.

a) Das Alter der Abdachung.

Nach der in Charmoille gefundenen Säugerfauna (Lit. 53 und 73) und den bei Lugnez gesammelten Zähnen (Siehe Seite 11 ist die Aufschüttung der Vogesensande des Elsgaues pontischen Alters. Wie schon früher gesagt wurde, muß die Abdachung schon im Miocän bestanden haben. Nach Liniger liegen im Delsbergerbecken (Bois de Raube) unter den pontischen Sanden tortone Ablagerungen mit Material aus den Vogesen. (Lit. 73. Seite 36.) Eine ganze Reihe von Autoren, darunter zuletzt Vogel (Lit. 111), stellte in der polygenen Nagelfluh des Helvetien Gerölle aus den Vogesen fest. Nach diesen Angaben müßten schon in mittelmiocäner Zeit die Abtragungsprodukte der Vogesen bis ins Delsbergerbecken und in die Mulde von Court hineingeschwemmt worden sein. Somit können wir sagen: Die Vogesenabdachung wurde zwischen Oligocän- und Mittelmiocänzeit, spätestens aber zu Beginn der letzteren gebildet.

b) Die weitere Ausgestaltung der Vogesenabdachung.

Mit dem Begriffe Vogesenabdachung sind uns nur Anhaltspunkte über die Richtung der Entwässerung vermittelt worden. Es ist nun wichtig, auch Näheres über die Entwicklung der Oberflächenformen dieser Abdachung zu erfahren. Welchen Einfluß hatte die Eingliederung der Elsgauerplatte auf die Formen?

Wir haben schon früher nachgewiesen, daß die ganze Elsgauerplatte von den Vogesensanden überdeckt war. Es ist ein ganz kostbarer Zufall, daß in der Sandgrube von Lugnez unter den pontischen Sanden gerade noch ein Relikt von ca. 2 m mächtigen oligocänen Ablagerungen erhalten blieb. Ebenso wichtig ist das Vorkommen von stampischen Bildungen unter den Sanden bei Vendlincourt. Mit den andern oligocänen Sedimenten der Gegend bieten sie uns Anhaltspunkte, um das Abtragungswerk der Vogesenflüsse zu beurteilen. Die oligocänen Ablagerungen sind vor der Aufschüttung der Vogesenschotter fast vollständig abgeräumt worden. Diese erfolgte auf die wieder aufgedeckten prämitteloligocän und mitteloligocän gebildeten Formen. Die Aestuarform von Cœuve, die sich gegen das mitteloligocän schon vorhandene tiefere Niveau der Blöcke von Montignez und Bonfol öffnet, zeigt, hatten diese ein bestimmtes Relief. Die Aufschlüsse von Lugnez und Vendlincourt sprechen einwandfrei für die Freilegung des tieferen Niveaus vor der Ablagerung der pontischen Schotter. Vergleichen wir die Ajoie mit ihren untern und obern Nachbargebieten der Vogesenabdachung, so ergibt sich folgendes Bild: 1. Die Altformen, welche im S und N tief unter mittel- und oberoligocänen Ablagerungen begraben liegen, sind im Elsgau wieder aufgedeckt worden, und zwar so weit, daß räumlich beschränkte und fast vollständig abgetragene Oligocänrelikte gleichsam als Markierung des im Oligocän erreichten Abtragungsniveaus zurückgeblieben sind. 2. Mit Leichtigkeit kann nachgewiesen werden, daß die über die Ajoie hinwegfließenden Vogesenwasser ihre Ablagerungen in die Formen hinein absetzten, welche schon zur Oligocänzeit bestanden haben. Während diese Formen im Gebiete des heutigen Delsbergerbeckens und des Elsässergrabens durch Eindeckung immer geschützt blieben, wurden sie hier im Miocän vorübergehend bloßgelegt.

Die Arbeitsleistung der im Miocän und Unterpliocän wirkenden exogenen Kräfte bestand also im Herauspräparieren der oligocänen Formen und in deren abermaligen Zuschüttung im Pontikum. Die Oberflächenform, die so auf der Elsgauerplatte neu gebildet wurde, war flach. Sie überspannte einen mindestens 20 km breiten, sehr wahrscheinlich noch weiteren Schuttkegel. Mit diesen Darlegungen hätten wir die Seite 92 gestellte Frage

einer Lösung näher gebracht: Die Erhaltung der Altformen, die nun im Pontikum durch Ueberschüttung aufs neue sicher gestellt wurde, beruht auf einem Wechsel von einem bis auf den Kalk reichenden Abtrag und erneuter Akkumulation.

Die Auflagerungsverhältnisse der Vogesengerölle deuten darauf hin, daß die Abdachung vom Zeitpunkt der Entstehung bis zur vollständigen Aufhebung starken tektonischen Bewegungen von gebirgsbildendem Charakter unterworfen war. Diese Vorgänge erfaßten vor allem die unteren Teile der Abdachung. Sie führten zur Bildung von Antiklinalen, die sich quer zur allgemeinen Flußrichtung aufwölbten, jedoch von den abtragenden Kräften überwältigt wurden, so daß die Flüsse ihre ursprüngliche Richtung beibehalten konnten. Der Vorgang der Auffaltung hat in der geologischen Literatur des Bernerjura weitgehende Beachtung gefunden und wird allgemein als „erste Faltungsphase pontischen oder präpontischen Alters" bezeichnet. (Siehe auch E. Schwabe, Lit. 100b.) Diese Faltung soll an Ausmaß und Intensität die spätere (postpontische), welche zur Bildung des modernen Landschaftsbildes führte, übertroffen haben. Das ist die allgemeine, bis jetzt bestehende Auffassung, welche nach Liniger vor allem auch von den französischen Autoren übernommen wurde. (Gibert, Chabot, Schnéegans.) Neuerdings hat Suter (Lit. 102, Seite 35) den Nachweis zu leisten versucht, daß die bei der ersten Faltungsphase verursachte Verkürzung bedeutender gewesen sei, als die durch die zweite Faltungsphase bedingte und daß deshalb die erste Faltung energischer gewesen sei. Bis dahin wurde mir nur ein Autor bekannt, welcher entgegen den obigen Anschauungen die zweite Faltungsphase als die intensivere bezeichnete. (Brill, Lit. 30, Seite 32 und 132.) Für unsere Betrachtung ist es von Bedeutung zu wissen, welche von den beiden Ansichten die richtige ist. Die erste Faltungsphase ist durch die zweite vollständig verschleiert. Sie tritt uns aber in den Auflagerungsverhältnissen der Vogesen-, weiter östlich in den Auflagerungsverhältnissen der Schwarzwaldgerölle (Wanderblöcke) entgegen. (Lit. 28.) Bevor wir die Frage der Faltungsintensität prüfen, wollen wir zunächst einmal die erste Faltung darstellen.

c) Die Faltungsphasen.

Wir versuchen die Form dieser Dislokation im Gebiete zwischen Delsbergerbecken und Elsgau festzustellen. Die Formen der ersten Faltung sind vollständig ausgelöscht und durch die Gewölbe der zweiten Faltungsphase verschleiert. Liniger findet auf einem zwischen Allainequelle und Delsbergerbecken gelegten Querschnitt folgende Auflagerungsverhältnisse:

Ajoie (bei Charmoille	pontische Schotter)	450—600 m	Malm
Scholis, östl. Charmoille	Höhenschotter	640 m	Kimmeridge
Pleine	Höhenschotter	800 m	Sequanien
Bürkisberg	Höhenschotter	800—860 m	Rauracien
Haute Borne	verwitterte Brocken von Porphyren	870—900 m	Dogger
Delsbergerbecken	Vogesenschotter	500 m	Tortonien und Pontien

Die Ablagerung der Schotter erfolgte also auf stratigraphisch sehr verschieden hoch liegenden Schichten. Talabwärts floß das Wasser der Vogesenabdachung, bevor es aufschüttete, auf immer tiefer liegenden Horizonten des Malmes, im Gebiete der Vorburgkette sogar auf Hauptrogenstein, um dann im Gebiete des Delsbergerbeckens wieder auf die jüngeren Horizonte des weißen Jura und des Alttertiärs überzutreten. Die Malmplatte, von der wir annahmen, daß sie im Oligocän in der weiteren Umgebung des Bernerjura noch erhalten geblieben sei, war also nun vor oder mit der Ablagerung der Vogesenschotter zwischen Ajoie und Delsbergerbecken viel tiefer abgetragen. Auf einem schmalen langen Streifen war sie sogar vollständig entfernt worden. Eine Dislokation, die in solcher Weise eingeebnet wird, hat den Charakter einer Faltung. Daß eine solche tektonische Bewegung während des Bestehens der Vogesenabdachung sich abspielte, beweisen auch die Kalkgerölle (Dogger und Malm), welche sowohl in der polygenen Nagelfluh, wie in den pontischen Ablagerungen des Bois de Raube im Delsbergerbecken zu finden sind. Die Auffaltung kann zur Zeit der Bildung der polygenen Nagelfluh bereits eingesetzt und zur Zeit der Aufschüttung der pontischen Absätze noch angedauert haben. In diesem langen Zeitraum konnten die abtragenden

Kräfte den tektonischen Bewegungen bis zur vollkommenen Einebnung entgegen arbeiten.

Einer wichtigen Tatsache können wir uns nicht verschliessen. Gerade zwischen den auf beiden Seiten der Mont Terrikette noch nicht abgetragenen Aufschüttungsmassen blieb die Malmplatte in wunderbarer Weise erhalten. Um dies festzustellen, brauchen wir nur parallel zu unserem obigen Querschnitt ca. 4 km westlich ein zweites Profil zu legen.

Charmoille—Frégiécourt—Montbreux . . .	Kimmeridgien
Aidjolats	Sequanien
Les Bruyères	Sequanien
Derrière Mont	Sequanien
Plainbois	Sequanien
La Caquerelle	Sequanien
Bois de Raube	Oligocän

Die Malmplattenstücke liegen genau auf der Wasserscheide der Allaine und der Lützel (respektive zwischen Rhone und Rhein). Sie sind durch junge, schmale Erosionsrinnen voneinander getrennt und tragen alle Höhenschotter.

Die beiden Querschnitte unterscheiden sich voneinander in bezug auf ihre gegenwärtige Scheitelhöhe und ihren Abtragungszustand. Die erste Tatsache interessiert uns hier weniger, sie ist durch die zweite Faltungsphase bedingt. Daß aber die Malmplatte auf dem Profil von La Caquerelle so weitgehend erhalten blieb, und trotz Verknotung von mehreren Gewölben (Lit. 114) weder auf den Flanken, noch in der Scheitelzone durchfeilt wurde, spricht für eine geringe Exposition während der ersten Faltungsphase.

Die östliche und die westliche Fortsetzung der Bergkette mußte dem Abtrag stärker ausgesetzt gewesen sein, so daß dort die Entfernung der Malmplatte möglich wurde. Es darf deshalb angenommen werden, daß die erste Aufwölbung Depressionen und Kulminationen aufwies, was ja bei dem Vorliegen von präexistenten Quergewölben und Transversalbrüchen nicht verwundern kann. Die Depression von La Caquerelle wurden durch die höhern Gewölbeteile der Vorburgkette im E und den Mont Gremay im W um ca. 200 m überragt. Dieser Betrag ergibt sich aus den Schichtmächtigkeiten, welche zur Zeit der Vogesenabdachung in den genannten Gebieten abgetragen wurden, nämlich Raura-

cien 90 m, Oxfordtone 70—90 m, Callovien 25—30 m. Zwischen Frégiécourt und Boécourt, also auf dem Schnitt über La Caquerelle konnte die Bergkette höchstens um den Betrag des entfernten Kimmeridgien und des Obersequanien, also maximal 180 m gehoben worden sein. Man sieht also, was die erste Faltung hier an Höhe erreichte, ist gar nicht so beträchtlich. Daß es sich aber doch um eine Faltung handelt, zeigen die Zonen tieferen Abtrages. Mit Ausnahme der Bürkisbergmulde decken sich die Zonen intensiver Entblößung mit den Gewölberücken, welche bei der späteren Faltung gebildet wurden. Wahrscheinlich wurden die aus der Tiefe in das Niveau der Vogesenabdachung empor gepreßten Faltenrücken, vorweg abgetragen. So braucht man nicht unbedingt mit einem zur Ausbildung gelangten Relief zu rechnen. Die oben aufgezeigten Höhenunterschiede der ersten Faltungsphase können auch nur tektonischer und nicht morphologischer Natur gewesen sein.

Im Gebiet des Faltenjura, in unserem Falle zwischen Elsgau und Delsbergerbecken überstieg die Intensität der exogenen Kräfte die Intensität der endogenen. Die weite Streulage der Schotter im Gebiete des Bernerjura, die sogar bis auf Bathonien liegen, beweisen, daß die Vogesenabdachung ein ausgedehntes Schwemmland war, welches sich über einer eingerumpften Gebirgszone ausdehnte. So war die Abdachung ein Element der weitverbreiteten Rumpffläche, welche sich bis gegen das Ende der Miocänzeit entwickelt hatte. In der Beurteilung der präpontisch und postpontisch erfolgten endogenen und exogenen Arbeitsleistung der Kräfte kommen wir entgegen Liniger zu etwas anderen Ergebnissen.

Die Beurteilung der Intensität der Faltungsphasen erfolgt bei Liniger einerseits auf Grund der Ueberschiebungsverhältnisse, andererseits auf Grund der Abtragungsintensität. Er sagt (Lit. 73, Seite 51): „Die präpontische Faltungsphase ist nach Intensität des Zusammenschubes und damit auch der Auffaltung bei weitem die wichtigste Faltungsphase in der Entstehung der Juraketten, zum mindesten für die am Außenrand liegenden. Dieselben sind auch heute noch nicht wesentlich stärker abgetragen, als sie damals schon waren; die präpontische Peneplaine bildet an vielen Orten, besonders im N des Jura, noch die heutige Oberfläche."

Daß die Falten der zweiten Faltungsphase heute noch nicht eingeebnet sind, bietet meines Erachtens keinen Anhaltspunkt, die Intensität der Faltung zu beurteilen, indem man etwa annimmt, die Formen der präpontischen Zeit seien noch erhalten, weil seither keine bedeutenden endogenen Vorgänge mehr sich abgespielt haben. Alte Formen können auch auf stark dislozierten Krustenstücken unter gewissen Bedingungen erhalten bleiben. Die Intensität der Faltung möchte ich auf Grund eines Vergleiches beurteilen, nämlich denjenigen des aufgefalteten Gebietes mit seinen nördlichen und südlichen Nachbarschollen. Dabei gelangen wir zu folgenden Ergebnissen:

Höhenlage der Auflagerungsfläche der pontischen Schotter im Elsgau bei 1—5‰ Gefälle = ca. 5—25 m höher als die Gegend von Delsberg. Höhenlage der Aufschüttungsfläche im Delsbergerbecken an der Erosionsbasis oder etwas darüber.

Höhenlage der Gewölberücken unter der Annahme, daß noch nichts abgetragen worden sei: bei La Caquerelle 180 m, bei Haute Borne 380 m. Würde also das erste Gebirge seine Form behalten haben, so müßte es 150—180 m über die Umgebung hinaus geragt haben. Vergleichen wir nun diese Beträge mit den Höhen, welche die zweite Faltungsphase erreicht hat, so gelangen wir zu folgenden Werten: Höhenlage der beiden benachbarten Gebiete, Elsgau und Delsbergerbecken: im Mittel 500 m.

Höhe der durch die zweite Faltungsphase geschaffenen Antiklinalkämme:

Haute Borne	Les Ordons	La Caquerelle	Montgremay
892,1 m	995,4 m	834 m	940 m

Maximale Auffaltung 2. Phase 400—500 m
Maximale Auffaltung 1. Phase 150—350 m

Die zweite Auffaltung hat nach diesen Angaben die erste an Aufwölbungshöhe wesentlich übertroffen. Daß die zweite Faltungsphase noch nicht stärker eingeebnet worden ist, kann auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden: 1. Die zweite Faltung vollzug sich so rasch, daß die exogenen Kräfte die Höhenunterschiede nicht ausgleichen konnten, welche die endogenen aufbauten, oder aber 2. Die zweite Faltungsphase wurde in geologisch sehr junger Zeit ausgelöst, so daß die ab-

tragenden Kräfte noch nicht Zeit hatten, die neu entstandenen Juraketten abzutragen. Wir werden im nächsten Abschnitt darnach trachten, uns für eine der angeführten Möglichkeiten zu entscheiden.

Zusammenfassung. Im Miocän, sei es nun zu Beginn oder im Laufe dieses Zeitabschnittes, kam es zur Eingliederung der oligocän ausgestalteten Altformen in die Vogesenabdachung. In der Ajoie beobachteten wir Bloßlegung dieser Formen ohne Zerstörung derselben. Im südlichen Gebiet der Abdachung wird eine vor der Ablagerung der Vogesengerölle und zur Zeit der Aufschüttung derselben andauernde Faltung eingeebnet. Dabei wurde in den Gebieten der Aufwölbung die Malmtafel abgehobelt und die oligocänen Formen zerstört. In den stärksten aufgefalteten Gewölbeteilen kam es zur Oeffnung der Doggerscheitel. Schließlich lag das ganze Gebiet südlich der Ajoie unter den bis 100 m mächtigen Ablagerungen der Vogesenflüsse. Auch die Malmplatte des Elsgaues wurde unter den Geröllsanden begraben, doch setzte dort die Eindeckung später ein. (Hipparion gracile und Mastodon longirostris wurden an der Basis der Sande gefunden.) Eine zweite intensivere Faltungsphase setzte nach der Ablagerung der pontischen Sande ein und ergriff vor allem das Gebiet der ersten Faltung wieder. Die Vogesenabdachung war aber schon vorher verändert worden, denn zwischen Jura und Vogesen entstand eine Einsenkung, welche wir als Flußniederung des Sundgaustromes bezeichnen.

3. Die Umgestaltung der Vogesenabdachung zur Flußniederung des Sundgaustromes.

Als Sundgaustrom bezeichne ich den Fluß, welcher nach allgemeiner Auffassung zur Pliocänzeit aus der Gegend des heutigen Basel durch die Burgunderpforte in den Rhonetalgraben floß und einen Schuttfächer mit Material alpiner, schwarzwäldischer und wasgischer Herkunft absetzte. Während der Strom aus der Gegend wieder verschwunden ist, blieben uns seine Aufschüttungsmassen vollständig oder reliktartig erhalten. Sie werden nach der Gegend ihrer größten Verbreitung im Sund-

gau als Sundgauschotter bezeichnet. Nach der Ablehnung der Theorie Brückners, welcher sich die Gerölle alpiner Herkunft als über den eingeebneten Jura hinweggeschwemmt dachte, glaubt niemand mehr an das Vorkommen von Sundgauschottern im Bereiche dieses Gebirges. Das geht klar hervor aus einer Karte, welche Théobald (Lit. 104) kürzlich im Zusammenhang mit einer Darstellung der Sundgauschotter veröffentlichte. Ein umfangreiches Schrifttum über diesen Gegenstand, welches der Verfasser zusammenstellte, vermittelt uns mit seiner Arbeit zusammen folgende Grundlagen: Die Richtung des Flusses, der eine bis 25 m mächtige, zum Teil mit sehr groben Geröllen ausgestattete Geschiebedecke aufbaute, wird allgemein als mit der Achse der Burgunderpforte übereinstimmend angenommen. Sehr wahrscheinlich kam der Fluß aus der Gegend des heutigen Hochrheines. Jedoch ist es nicht erwiesen, daß die Gerölle schon aus der Gegend des Bodensees herkamen; vielleicht war der Vorrhein noch nicht, sondern nur die Voraare an der Aufschüttung beteiligt. Die südliche Begrenzung der 20 km breiten Stromniederung fällt nach Théobald mit dem Nordrand des Pfirterjura zusammen. Die in die Burgunderpforte vorspringende Platte des Elsgaues sollte dann vom Strom umflossen worden sein. Die ungleichmäßig hohe Lage der Sundgauschotter wurde teils durch spätere Dislokationen, teils als Bestandteile verschieden hoch liegender Terrassen gedeutet. (Lit. 40, Seite 100.) Daß bisher niemand auf den Gedanken kam, die Grenzen des Schotterfeldes weiter südlich im Gebiete der Ajoie zu suchen, kann durch verschiedene Umstände bedingt sein. Man nahm es als selbstverständlich an, daß die den Nordrand des Elsgau begrenzenden, das Schotterfeld nördlich der Linie Pfetterhausen—Réchésy—Delle mehr als 100—140 m überragenden Antiklinalen zur Zeit des Sundgaustromes bereits schon bestanden und mit dem Elsgau zusammen als eine Landstufe höher lagen. Hummel rechnete die von Kilian als „alluvions anciens" bezeichneten und ins Altquartär gestellten Gerölle größtenteils zu den unterpliocänen (pontischen) Hipparionsanden. Auf der Karte (Lit. 11) sind die zwischen Larg und Vendline, wie auch bei Montignez und Lugnez vorkommenden Geröllsande dementsprechend bezeichnet.

Die nähere Festlegung der Grenze des Schottergebietes des Sundgaustromes, wie die Abklärung der Frage der formgestal-

tenden Einwirkung des alpinen Stromes liegt nun im Rahmen der vorliegenden Untersuchung. Die Deutung der Lagerungsbeziehungen zwischen den Sundgauschottern und den Vogesenschottern bietet die Möglichkeit, dem gestellten Probleme näher zu kommen. Kein Gebiet der Burgunderpforte eignet sich hierzu besser, als die Gegend zwischen Vendline und Larg. Auf Grund der Fossilfunde von Charmoille und Lugnez sind die bei Bonfol und Vendlincourt aufgeschlossenen Sande zweifellos pontischen Alters. Die Vogesengerölle dieser Sandgruben sind klein bis faustgroß. Steigt man nun längs der erodierenden Bäche oder über die flachen Sporne auf die Höhen zwischen Vendline und Larg, so trifft man in 460—470 m auf große in Lehm eingelagerte Gerölle mit Dimensionen von über Faustgröße bis zu $^1/_2$ m Durchmesser. Beim Abstieg längs der in stärkerer Erosion begriffenen Seitenflüsse der Larg beobachtet man diese Schotterdecke bis auf 460 m hinunter. Weiter talabwärts kann man in den Bachanrissen die rostigen Vogesensande feststellen. Die oberhalb 460 m liegende Schotterschicht, die ihrerseits von einer Lehmdecke von mehreren Metern Mächtigkeit überdeckt ist, zeichnet sich aus durch den Gehalt von bis über faustgroßen alpinen Radioraliten. Sie kennzeichnet sich dadurch, neben dem Verwitterungszustand der Silikatgesteine, als Teildecke der Sundgauschotter. Sie ist die natürliche Fortsetzung der jenseits der Larg gegen Mörnach hin und längs der Larg gegen Seppois hinunter zu beobachtenden Sundgauschotterdecke. Zwischen Vendline und Larg liegen demnach zwei verschiedene Schotterschichten: in 445—460 m die pontischen Vogesensande mit ausschließlich aus den Vogesen und aus dem Oligocän der Burgunderpforte stammenden Material, über 460 m die Sundgauschotter mit vorwiegend aus den Alpen stammendem Material und Einschlüssen von aufgearbeiteten Vogesensanden. Die Sundgauschotter sind an der Straße Pfetterhausen—Courtavon in einer Sandgrube in 470—480 m sehr schön aufgeschlossen. Der von L. Meyer (Lit. 77) versuchte Nachweis der Ueberlagerung der Hipparionsande durch die Sundgauschotter ist damit bekräftigt. Die Sundgauschotter erweisen sich damit jünger als die pontischen Hipparion- oder Vogesensande. Offenbar hat der Sundgaustrom den pontischen Schuttfächer der Vogesenabdachung vor Abtrag verschont.

a) Der Nachweis des alpinen Stromes auf den Blockhochflächen der Ajoie.

Eine sorgfältige Ueberprüfung der auf den Blockhochflächen der Ajoie liegenden Gerölle ergab folgendes Resultat.

Block westlich Bonfol. Südlichstes Vorkommen von Radiolariten in einer direkt dem Kalk aufliegenden Geröllstreue bei Haute Charme 480 m. In der Umgebung der Sandgrube von Lugnez (pontische Sande) konnten ebenfalls Radiolarite gefunden werden. Die auf den pontischen Sanden liegende dünne Geröllage setzt sich demnach aus Geröllen der Vogesensande und solchen der abgetragenen Sundgauschotter zusammen.

Block von Montignez. Am Südhang des Florimontgewölbes in 460 m liegen Schotter mit Radiolariten. Nach Aussagen von Einheimischen wurden dort bei Wassersondierungen Geröllschichten von über 20 m Mächtigkeit durchteuft. Wahrscheinlich handelt es sich hier um einen Rest von Vogesensanden, auf denen wie bei Lugnez eine Lage verschwemmter Sundgauschotter aufliegt.

Block von Bure. Auf dem Niveau von Fesches in 410 m liegt eine Schotterdecke, die eine ähnliche Zusammensetzung aufweist, wie die Geröllstreu auf den andern Blöcken, bestehend aus den Resten der pontischen Vogesensande und der Sundgauschotter. Diese Angaben beziehen sich auf die Höhen westlich Delle, Badevel bis Dasle. In den Wäldern zwischen Dampierre und Etupes liegen die Sundgauschotter im normalen Schichtverbande. Die Ausdehnung der Geröllstreu ist bedeutender, als sie auf der geologischen Karte von Montbéliard dargestellt ist. (Lit. 15.) Quarzitgerölle können auch südlich der Straße Delle—Fesches auf den Spornrücken der Abdachung von St. Dizier bis weit hinauf in immer dünnerer Streu beobachtet werden. Nördlich von St. Dizier und Beaucourt konnte ich Gerölle bis auf 460 m Höhe finden. Allerdings weiß man bei diesen Geröllen nicht, ob es sich nur um Relikte der Vogesen- oder auch um Rückstände der Sundgauschotter handelt.

Antiklinalen. Auf der Aufwölbung von Pfetterhausen konnten Radiolarite in 500 m Höhe gefunden werden. Auf den Antiklinalen von Réchésy und Florimont liegen überall Gerölle, von denen man aber auch nicht genau sagen kann, ob sie der

pontischen oder der Sundgaudecke entstammen. Auf der Blockhochfläche westlich Bonfol fanden wir Gerölle beider, unter normalen Verhältnissen übereinander liegenden Schotterdecken miteinander vermischt, dieselben Verhältnisse stellten wir auf dem Scheitel des Gewölbes von Pfetterhausen fest; also dürfen wir annehmen, daß die zerstreut liegenden Gerölle auf den Antiklinalen und auf den Blockhochflächen als die Relikte beider Geschiebedecken angesprochen werden können. Für die Richtigkeit dieser Annahme sprechen auch noch andere Gründe: 1. Die Gerölldecke der pontischen Aufschüttung wurde durch den Sundgaustrom weitgehend geschont. 2. Die Oligocänvorkommen zeigen, daß der Sundgaustrom ebensowenig wie der Vogesenstrom die Altfläche anzutasten vermochte. 3. Morphologische Erscheinungen, welche das Gegenteil beweisen könnten, wie Eintiefungserscheinungen des Sundgaustromes im Kalk, müßten, falls sie vorhanden wären, in dieser Gegend sofort auffallen.

Die weitgehende Abräumung der Schotterdecken von den Blockhochflächen erfolgte erst nach dem Durchzug des Sundgaustromes. Die Entfernung der Sundgauschotter erfolgte gemeinsam mit dem Abtrag der Vogesenschotter, sagen wir, in „postsundgauischer" Zeit.

b) Die Höhenlage der Sundgauschotter.

Außerhalb des Elsgaues liegen die Sundgauschotter wie östlich der Vendline im Schichtverbande. Sie haben folgende Höhenlagen:

Pfetterhausen	420—470 m
Réchésy	440 m
Faverois	380—390 m
Delle	380—390 m

Nördlich der Antiklinalen Pfetterhausen—Réchésy—Florimont setzt die geschlossene Sundgauschotterdecke sofort ein. Auf der Linie Pfetterhausen—Delle liegt sie in 380—450 m. Aber in der Gegend von Pfetterhausen finden wir sie in bedeutend höherer Lage, als ein paar Kilometer weiter nördlich (z. B. bei Lepuix: ca. 380—390 m). Die Mächtigkeit der Sundgauschotter beträgt 20 m. Diese Angabe stimmt auch mit den zwischen

Vendline und Larg gewonnenen Resultaten überein, wo wir die Basis der Schotter in einer Höhe von 460—470 m feststellten, während die höchsten Zonen dieser Gegend 490 m erreichen. Es bestehen also in der Höhenlage der Sundgauschotter beträchliche Unterschiede. Im Elsgau liegen sie fast 100 m höher als am Nordrande des Untersuchungsgebietes. Diese Höhendifferenzen können nicht durch verschieden intensive Abräumung der Schotter erklärt werden. Es geht nicht an, die Ajoie als ein höheres Aufschüttungsniveau des Sundgaustromes zu bezeichnen. Die Höhenunterschiede sind nicht exogen, sondern endogen bedingt. Die Elsgauerplatte muß nach der Ablagerung der Sundgauschotter um mehr als 100 m gehoben worden sein. Noch stärker zeigt sich der Einfluß dieser tektonischen Vorgänge in der Höhenlage der Schotter auf den Antiklinalen.

Vergleichen wir die Höhenlage der Gerölle auf der Aufwölbung von Pfetterhausen und auf den Antiklinalen von Réchésy und Florimont mit der Basis der Sundgauschotter der zentralen Pforte, so ergeben sich Unterschiede von 120 bis 180 m. Man kann sich fragen, ob die Dislokation der Elsgauerplatte zusammen mit den schon vorher bestehenden Gewölben erfolgt sei? War die Verstellung der Schotter also durch eine Faltung, oder durch eine Hebung bedingt? Es wurde schon darauf hingewiesen, daß keine Anhaltspunkte für die Annahme einer Bearbeitung der Kalkplatte durch den Sundgaustrom vorliegen. Oligocäne Ablagerungen auf den Schenkeln der Antiklinalen des Nordrandes der Ajoie beweisen, daß die bereits zur Oligocänzeit erreichte Abtragungstiefe später durch das Werk der außenbürtigen Kräfte nicht mehr überholt wurde. Eine zur Zeit des Sundgaustromes im Flußgebiet bestehende Antiklinale müßte aber die Spuren, die durch die Bearbeitung des Flusses entstanden wären, aufweisen. Diese fehlen vollständig.

Wenn nur die Höhen westlich Pfetterhausen von den Sundgauschottern eingedeckt gewesen wären, hätte die Geröllschicht eine Mächtigkeit von mehr als 60 m erreichen müssen. Für die Eindeckung der Gewölbe bei Réchésy und Florimont wären gar Mächtigkeiten von über 100 m erforderlich gewesen. Diese Beträge übersteigen die tatsächlich vorhandene Mächtigkeit der Sundgauschotter um ein Mehrfaches. Man sieht also, daß so-

wohl der Erhaltungszustand der Malmplatte, als auch die Höhenlage der Schotter gegen das Vorhandensein der Gewölbe zur Zeit der Ablagerung der Sundgauschotter sprechen. Die Antiklinalen sind also erst später, gleichzeitig mit der Heraushebung der Elsgauerplatte aufgefaltet worden.

Aus der Anlage der Flüsse und ihrer Beziehungen zur Struktur des Gesteines schlossen wir auf eine Einmuldung zwischen Jura und Vogesen. Diese ermöglichte die Entstehung der Flußniederung des Sundgaustromes. Aus der Verbreitung der Gerölle und ihrer Höhenlage schließen wir, daß nach der Aufschüttung der Gerölle einzelne Teile der Stromniederung (Elsgau) der Hebung und Faltung ausgesetzt wurden. Das Einschneiden der Erben dieses jungpliocänen Flusses in seine Ablagerungen führte uns zur Annahme einer Hebung der zentralen Pfortengebiete nach der Aufschüttung der Sundgauschotter. Diese beiden letzten Vorgänge bezeichnen wir als postsundgauische Dislokation. Es ist merkwürdig, daß der große Strom dieser tektonischen Bewegungen durch antezedentes Einschneiden nicht entgegen wirken konnte. Die Ursache der Ablenkung des Flusses in den Oberrheintalgraben lag sicher nicht in der postsundgauisch erfolgten Hebung der Burgunderpforte, sondern in Absenkungen im Gebiete der Oberrheinischen Tiefebene. Diese Bewegungen erfolgten alle gleichzeitig. Wenn wir später noch zeigen, wie auch im Gebiete des Faltenjura in postsundgauischer Zeit endogene Vorgänge einsetzen, so kommen wir zur festen Ueberzeugung, daß noch kurz vor dem Beginn der Eiszeit tektonische Bewegungen von weiträumiger Art sich abspielten.

c) Die Südgrenze der Sundgaustromniederung.

Das Verbreitungsgebiet der Sundgauschotter reicht im S bis zur Linie Bonfol—Cœuve, denn auf der Hochfläche zwischen diesen beiden Ortschaften wurden Radiolarite festgestellt. Es muß nun untersucht werden, ob die Sundgauschotter nicht noch weiter nach S hin verbreitet waren. Morphologische Anhaltspunkte für das Vorhandensein eines Talrandes liegen in dieser Gegend nicht vor. Die Streulage der Schotter wird nach S hin allmählich lichter. Die Unterschiede in der Dichte der Höhen-

schotter sind nicht durch die Art der Aufschüttung bedingt, sondern durch die verschieden intensiv erfolgte Abräumung. Es ist deshalb sehr wohl möglich, daß die Sundgauschotter weiter als nur bis zur Linie Bonfol—Cœuve aufgeschüttet wurden. Ob die Mont Terrikette die Südgrenze des großen Schotterfeldes zwischen Jura und Vogesen bildete, ist nicht zu entscheiden. Falls aber zur Zeit des Sundgaustromes eine Schwelle zwischen Elsgau und Delsbergerbecken existierte, müßten doch Formen im Gebiete der Wasserscheide entstanden sein, die sich auf das Niveau der Sundgauschotter abdachten. Auf alle Fälle muß die Mont Terrikette auf das Vorhandensein von Sundgauniveaus hin beobachtet werden.

Geröllfunde bis an die Mont Terrikette hin beweisen, daß die Ajoie so weit nach S mit Schottern überdeckt war. Aus Mangel an typischen alpinen Geröllen können wir nicht mit Sicherheit annehmen, daß auch die Sundgauschotter bis dorthin reichten. Sicher aber waren die Vogesenschotter vorhanden. Es ist nun bisher nirgends beobachtet worden, daß die Mont Terriüberschiebung eine Vogesengerölldecke überfahren hätte, obwohl doch eine solche Schicht bei der Erstellung des Tunnels von La Croix (Lit. 80) hätte auffallen müssen. Auf der Nordseite ist die Antiklinale entweder auf oligocäne Relikte, oder dann auf Kimmeridgien überschoben worden. Auf der Südseite der Antiklinalen fehlt es nicht an überaus klaren Beweisen für eine zur Zeit der Faltung noch nicht abgetragene Schotterdecke. Im Gebiete des Delsbergerbeckens ist die Malmplatte rückwärts gefaltet und auf die Vogesenschotter gelegt. (Lit. 73.) Auf der Nordseite der Mont Terrikette waren also die Vogesenschotter abgeräumt, als die Ueberschiebung erfolgte, auf der Südseite der Bergkette waren sie noch vorhanden. Diese Unterschiede im Ausmaß der Abräumung auf Gebieten, die in pontischer Zeit noch derselben Abdachung angehörten, sind auf eine Trennung des Delsbergerbeckens und des Elsgaues zurückzuführen, die in postpontischer Zeit erfolgte. Die Wasserscheide zwischen den modernen Entwässerungssystemen bestand bereits. Die Seitenflüsse begannen im Bereiche dieser Wasserscheide die pontischen Schotterlager abzuräumen. Die Abtragungsprodukte wurden in die alpinen Schottermassen der Sundgauschotter eingebettet, wie das in einer Kiesgrube an der Straße Pfetterhausen—Courtavon zu beobach-

ten ist, und wie das auch Théobald an anderen Stellen feststellen konnte. (Lit. 104.) Die rückschreitende Erosion der Zuflüsse des Sundgaustromes vermochte aber nicht, bis in das Gebiet des Delsbergerbeckens vorzudringen. Jene Schotterlager (Bois de Raube) wurden deshalb vor dem Abtrag verschont und verblieben dem Abtragungswerk des neuerstandenen Birssystemes. Die Südgrenze der Sundgaustromniederung reichte also sicher bis auf die Linie Bonfol—Cœuve, wahrscheinlich aber noch weiter bis gegen die später sich aufwölbende Mont Terrikette. Die Wasserscheide aber lag nördlich des Delsbergerbeckens.

d) Die Formgestaltung zur Zeit des Sundgaustromes.

In der Stromniederung. Da wir uns hierüber bereits geäußert haben, dürfen wir uns kurz fassen. (Siehe Seite 103.) Wir können auf der ganzen Elsgauerplatte nur feststellen, daß die zur Oligocänzeit geschaffenen Altformen durch den Sundgaustrom geschont wurden, da ja der Fluß über den Vogesenschottern aufschüttete. Die Arbeitsleistung in bezug auf Formgestaltung war demnach geringer, als diejenige der pontischen Vogesenflüsse.

Im Gebiete der südlichen Wasserscheide. Irgendwo gegen S hin mußten die Nebenbäche ihr Quellgebiet besitzen. Auf Grund der Abtragungsverhältnisse der Vogesenschotter kamen wir dazu, die Wasserscheide zwischen Elsgau und Delsbergerbecken im Gebiet der späteren Mont Terrikette zu suchen. Wir erfuhren, daß aber diese erst nach der Wegräumung der Vogesensande überschoben worden war. Die Mont Terrikette bestand also zur Zeit des Sundgaustromes als Wasserscheide, jedoch nicht in der heutigen Form. Wenn die ihm zufließenden Seitenbäche im Gebiete der Mont Terrikette die Vogesenschotter abräumen und darüber hinaus sich in den Kalk des Gewölbes eintiefen konnten, dann müssen im Bereiche dieses Antiklinalzuges Formenreste des Sundgausystemes zu finden sein. Deswegen ist es notwendig, den genannten Gebirgszug auf solche hin zu untersuchen. Wir kommen zurück auf jene auf Seite 38ff.

bereits beschriebene Ausräumungszone des „Derrière Mont Terri." (Siehe Abb. 16.) In dieser Gegend ist der Hauptrogensteinmantel aufgerissen. Die Ausräumung dieser Subsequenzzone erfaßte die Gesteine bis auf den Keuper hinunter. In einer Bergkette, auf welcher die Relikte einer jungtertiären Geröllldecke noch nicht einmal vollständig entfernt werden konnten, ist das Vorkommen einer so tief ins Gestein reichenden Abtragung eine auffallende Erscheinung. Die Ausräumungszone weist drei Wasserscheiden auf, die ungefähr dieselbe Höhenlage haben und als Ueberreste eines früher zusammenhängenden Niveaus zu denken sind, die anderseits genau mit einer schön ausgebildeten Terrasse bei Asuel übereinstimmen. Außerdem liegen in der Umgebung der Wasserscheiden Terrassenreste, die über steil einfallende Schichten hinwegziehen, und auf denen ich Kalk- und Quarzitgerölle finden konnte. Die Entfernung der über diesen Wasserscheiden einst vorhandenen Hauptrogensteinpakete kann nicht durch die rückschreitende Erosion der Bäche von Asuel, Cornol und Courgenay erklärt werden. Diese sind noch gar nicht in den Bereich der Wasserscheiden vorgedrungen. Die Bildung der in Frage stehenden Ausräumungszone und die Eintiefung der modernen Bäche sind Vorgänge, die in zwei verschiedene Phasen ausgelöst wurden. Die Entwicklung der Formen nahm folgenden Verlauf:

Die Ausgangsform bildete die Vogesenabdachung. Die Malmplatte war im Gebiete des Mont Terri größtenteils flächenhaft abgetragen. Mit der Entstehung des neuen Gewässernetzes bei der Aufhebung der Vogesenabdachung war im S bereits ein Wall von 200 m Höhe entstanden. Die rückschreitende Erosion der Vorallaine und ihrer Seitenflüsse hatten in der Scheitelzone der noch wenig überschobenen Antiklinale eine schon bis auf den Lias hinunter reichende Ausräumung in Form von Subsequenztälchen geschaffen. Diese trennten den überkippten Nordschenkel des Mont Terri von der Hauptmasse des flach nach S einfallenden Doggerschenkels ab und präparierten denselben zu einem durch die Bäche zerteilten, selbständigen Gebirgskamme heraus. Die Fortsetzung der Faltung verursachte ein weiteres Einschneiden und Ausräumen. Das in das Sundgauniveau einspielende Niveau des „Derrière Mont Terri" blieb uns nur noch in Form der Wasserscheiden und einiger Terrassenreste erhal-

ten, welche in Anbetracht der nicht ganz gleichmäßigen Hebung auch nicht genau dieselbe Höhenlage behielten. Die letzte Auffaltungsphase machte sich nun auch im Vorlande, also im Gebiete der flachen Ajoie durch Bildung von Antiklinalen und regionaler Hebung bemerkbar. Die Flußniederung des Sundgaustromes wurde zerstört; der Strom wandte sich nach N. Das große Aufschüttungsgebiet wurde nun zu den heutigen Hochflächen umgebildet. Es waren das endogene Vorgänge, die das Faltenvorland stärker erfaßten, als je tektonische Bewegungen der Tertiärzeit es getan haben. Sie führten zu einer starken Belebung der exogenen Kräfte. Der Elsgau gestaltete sich zur modernen Landschaft um. Die Hochflächen wurden auf den Blöcken von E nach W immer höher getragen; die Flüsse tieften sich diesen Bewegungen entsprechend ein und erreichten seit der Oligocänzeit zum ersten Mal wieder Fortschritte in der Bearbeitung der Malmplatte. Allerdings zeigen sich diese Erfolge der Erosion vorerst nur an der im Unterlauf der Allaine bis auf das Oxfordien hinunter reichenden linearen Durchsägung des Malmes.

4. Die Hebung des Sundgauniveaus und die Ausgestaltung des modernen Formenbildes.

Während der Dauer des Sundgausystemes beschränkte sich nach dem oben Gesagten die Tätigkeit der formengestaltenden Kräfte im Gebiete des Elsgaues auf die Akkumulation. Was aus dieser Zeit im Gebiete der flachen Ajoie geblieben ist, beschränkt sich auf die zwischen Vendline und Larg liegende Schotterdecke. An der südlichen Grenze des Untersuchungsgebietes, also in der Faltungszone des Mont Terri, bildeten die Zuflüsse des Sundgaustromes Ausräumungen, deren Spuren heute noch in Terrassenresten und Wasserscheidenniveaus erhalten sind. Die Aufhebung des Sundgauniveaus führten wir auf eine Belebung der zweiten Faltungsphase zurück. Diese zeigt sich: 1. in der Heraushebung der Elsgauerplattform über das Sundgauniveau, 2. in der ungleichmäßigen Erfassung der Elsgauerplatte durch diese Vorgänge und 3. durch die Bildung von Antiklinalen am Nordrand, in der Mitte der Ajoie und in der energischen Fortsetzung der Auffaltung der Mont Terrikette.

Von diesen Erscheinungen der postsundgauischen Zeit bedarf die zweite noch einer weiteren Besprechung. Wir knüpfen hier an eine Seite 22 bei der Darstellung der Hochflächen aufgeworfene und bisher noch offen gelassene Frage an. Warum sind die in alttertiärer Zeit schon verschieden stark gehobenen Blöcke nicht vollständig eingeebnet worden? Die Antwort, die wir nun zu beweisen versuchen, lautet: Die ursprünglich auf ein Niveau eingeebneten Blöcke sind bei Anlaß der Aufhebung des Sundgauniveaus wieder neu verstellt worden, so daß sie im W am höchsten zu liegen kamen. Im E war die Hebung am geringsten. Deshalb wurden dort (östlich der Vendline) die Sundgauschotter noch nicht weggeräumt. Sie liegen westlich der Vendline in 465—490 m Höhe. Auf dem Block westlich Bonfol finden wir die vermischten Gerölle der Sundgau- und Vogesenschotter in 490 m verstreut auf dem Kalk. Auf dem Block von Montignez und auf den Hochflächen von Bure ist die Abräumung der Schotter in 600 m fast vollständig; sie werden deshalb dort sehr selten gefunden. Eine Ausnahme machen nur die niederen Niveaus dieser Blöcke, wo die Gerölle im Schichtverbande erhalten blieben.

Für die postsundgauisch erfolgte Einstellung der Blöcke auf die gegenwärtige Höhenlage sprechen:

1. die modernen Talformen,
2. der Abtragungszustand der Geröllдecken,
3. die Intensität der Verkarstung auf den verschieden hoch liegenden Flächen des Blockes von Bure.

Zu 1. Wir vergleichen die Täler der Mont Terrikette mit den Tälern des Blockes von Bure. Dabei stellen wir fest, daß die Talbildung an der Mont Terrikette weiter fortgeschritten ist. Die Ausräumungen sind dort viel weiter entwickelt. Obwohl die Bäche der Abdachung von St. Dizier auch in die Zonen der widerstandsschwachen Oxfordtone eingedrungen sind, so unterblieb doch die Seitenerosion. Die Flüsse fließen auf schmalen Talsohlen. Die Aufgliederung in Seitenbäche und die Bildung von Subsequenzzonen unterblieb. Die Hänge sind steil und setzen mit scharfer Kante unvermittelt ein. Interessant ist das Verhalten der Gefällskurven. Die Längsprofile der Mont Terribäche zeigen eine stärkere Ausgeglichenheit, als diejenigen der Flüsse

des Blockes von Bure. Aber auch verglichen mit den Gefällskurven der östlichen Ajoie, weisen diejenigen der stärker gehobenen westlichen Ajoie eine größere Unausgeglichenheit auf.

Der Gland liegt im Gebiet der stärksten Hebung, hat seine Talsohle aber am tiefsten in die Kalklandschaft eingesägt. Keine 10 km oberhalb seiner Vereinigung mit dem Doubs liegt das Bachbett 390 m hoch, d. h. auf einem Niveau, welches die Allaine bei km 30 erreicht hat. Seine Fortschritte in der Eintiefung sind also sehr groß, da er seinen Lauf ca. 200 m in das Kalkplateau eingesenkt hat, während die Allaine ihre Talsohle im Unterlaufe nur 50 bis 100 m eintiefen konnte und dies bei einer widerstandsschwachen Unterlage. Aber, und das ist nun das Entscheidende, trotzdem ist die Gefällskurve des Gland viel weniger ausgeglichen. Dort, wo die Sohle des Tales in 390 m liegt, besitzt er ein Gefälle von 9 bis 11‰, während die Allaine auf der entsprechenden Höhe 3 bis 7‰, die Cauvate und die Vendline 5‰ Gefälle aufweisen. Die Flüsse der stark gehobenen Zone haben intensiv eingeschnitten und sind ihren östlichen Partnern entsprechend der näheren Lage an der Erosionsbasis in der Arbeitsleistung vorausgeeilt, konnten aber deshalb ihr Gefälle nicht so weitgehend ausgleichen. Aus dieser Erscheinung geht hervor, daß die Flüsse intensiv gehobener Schollen entsprechend erodieren, dabei aber in einer auffallend unausgeglichenen Gefällskurve die tektonische Unruhe ihrer Unterlage zum Ausdruck bringen.

Zu 2. (Abtragungszustand der Gerölldecken.) Die Schotter auf dem Niveau von Fesches liegen an einzelnen Stellen im Schichtverbande. Gegen die Abdachung von St. Dizier zu, insbesondere südlich der Straße Delle—Fesches findet man nur noch einzelne Gerölle in den Aeckern verstreut. Allmählich werden sie immer seltener. Diese Art der Verbreitung spricht für ein allmähliches Herunterschwemmen von der Abdachung, auf welcher sie bis in eine Höhe von 460 m gefunden werden. Im allgemeinen beobachtet man, daß auf den Hochflächen der östlichen Ajoie die Gerölle in 460 m Höhe noch im Schichtverbande, oder wenigstens in einer dichtern Streu vorkommen. Auf den Hochflächen über 500 m liegen sie nur noch vereinzelt im Lehm der Aecker. Je stärker also die Hochflächen gehoben

wurden, um so mehr haben sie ihre Schotterdecke eingebüßt. Wären die Hochflächen zur Zeit des Sundgauströmes schon gehoben gewesen, so müßte die Aufschüttungszone der Schotter scharf begrenzt sein. Statt dessen aber finden wir überall ein allmähliches Lichterwerden der Schotterstreu hangaufwärts. Diese Tatsache spricht für eine nach der Aufschüttung der Sundgauschotter erfolgte Dislokation.

Zu 3. (Intensität der Verkarstung.) Die Verkarstungserscheinungen auf der Blockkuppel von Bure in 560—600 m und auf dem diesem Block zugehörendem Niveau von Fesches in 400 m sind ungefähr gleichmäßig entwickelt. Um diese Feststellung zu belegen, vergleichen wir am besten die Trockentäler der Blockhochfläche im Raume der höchsten Niveaus mit ihren Fortsetzungen auf demjenigen von Fesches. In der zuletzt genannten Gegend ist die Bildung der Erosionsmulden erst nach der Abräumung der Schotter erfolgt. Auf den Hochflächen der Blockkuppel ist die Einmuldung der Trockentäler nicht intensiver als etwa in der Gegend von Dasle. Diejenigen der Blockhochfläche können deshalb nicht älter sein, als solche im Niveau von Fesches. Auch diese Tatsache bestätigt die Annahme einer erst nach der Aufschüttung der Sundgauschotter erfolgten Hebung des Blockes von Bure.

Auf Grund dieser Tatsachen werden wir zur Annahme gezwungen, daß die westliche jetzt zur Haute Ajoie erhobene Tafel zur Zeit des Sundgaustromes noch tiefer lag und in das Niveau der Stromniederung hinein gehörte. Ihre Heraushebung erfolgte zusammen mit derjenigen der östlichen Ajoie über das Sundgauniveau und mit der Fortsetzung der nach der Sundgauzeit wieder einsetzenden Jurafaltung. Bei diesen Dislokationen wurden die Blöcke im W höher getragen, als diejenigen im E; dabei kam es zu einer Wiederbelebung der alten rheintalischen Brüche. Mit der endgültigen Ausgestaltung des Faltenjura erfolgte also zugleich die endgültige Ausformung der Burgunderpforte, welche aber dabei den großen Strom verlor.

Damit war nun die Elsgauerlandschaft für den Einsatz der exogenen Kräfte vorbereitet, die in ihrer Auswirkung das uns bereits bekannte Formenwerk der Durchtalung schufen. Was auf diese, in postsundgauischer Zeit erfolgten Exposition hin bis

in die jungdiluviale Zeit hinein geschaffen wurde, sehen wir in der bereits ausführlichen Darstellung der Talformen. Bevor sich aber die Flüsse in den Kalk eintieften, mußten sie die Hochflächen ihrer Schottermassen entledigen.

Die Bedeutung der Sundgauschotter für die Ermittlung des Alters des rezenten Formenbildes.

Auf Grund der Feststellung der Verbreitung der Sundgauschotter versuchten wir die Aufschüttungsebene des Sundgaustromes genauer festzulegen; durch die Ermittlung ihrer Höhenlage ist es möglich, Dislokationen, welche Falten und Schollen bildeten, und welche nach der Aufschüttung eintraten, zu erkennen. Bisher wurde die endgültige Auffaltung des Kettenjura als postpontisch bezeichnet. Die Auflagerungsverhältnisse der Sundgauschotter im Gebiete der Ajoie, einschließlich ihres Nordrandes, gestatten es uns, genauer von einem postsundgauischen Alter der zweiten Faltungsphase zu sprechen. In Anbetracht der allgemeinen Bedeutung dieser Tatsache ist es wünschenswert, die Bezeichnung „sundgauisch" durch eine genauere zu ersetzen.

Das Alter der Sundgauschotter ist aus Mangel an Fossilien schwierig zu bestimmen. Am meisten Anhänger hat die Deutung A. Gutzwillers (Lit. 48), welcher auf Grund der Gliederung der Schotter in der Umgebung Basels die Sundgauschotter ins Oberpliocän stellte. Théobald (Lit. 104) findet, daß die Sundgauschotter den zwischen Lech, Donau und Donaumoos abgelagerten, hohen und verstellten Deckenschottern in bezug auf das Alter am nächsten kämen. Stromer und Lebling stellen diese Deckenschotter auf Grund von Fossilfunden ins Oberpliocän. (Lit. 103.) Gibert verfolgt das Sundgauniveau von dem + 130 m Niveau des Bressanischen Sees über das Niveau der Citadelle von Besançon durch die zentrale Burgunderpforte bis in die Gegend westlich von Basel und glaubt, daß dasselbe präsicilisch, also oberpliocänen Alters sei. Unabhängig voneinander stellen Chabot (Lit. 32) mittelst morphologischer und Lamoth (Lit. 67b) mittelst geologischer Methoden in der Bresse das Vorhandensein eines mit dem Sundgauniveau korrespondierenden und in die Zeit des St. Prestien (Oberpliocän) entstandenen Ni-

veaus fest. Mit diesen Angaben kann gezeigt werden, daß durch verschiedene Autoren in weit auseinander liegenden Gebieten des Sundgauniveaus übereinstimmend festgestellt wurde, daß im St. Prestien der Sundgaustrom seinen Weg durch die Burgunderpforte nahm, dort seine Schotter ablagerte, dann aber vor Beginn der Aufschüttung des älteren Deckenschotters, welcher zum Sicilien gehört, in den Oberrheintalgraben abgelenkt wurde. Die Aufhebung der Burgunderpforte als Stromniederung mußte also in der Zeit vom St. Prestien bis zum Sicilien erfolgt sein.

IV. Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlußfolgerungen.

1. Stratigraphische Ergebnisse.

a) Tertiär. Es wurden an folgenden Stellen bisher unbekannte oligocäne Ablagerungen festgestellt: Oestlich Lugnez, in der Sandgrube des Herrn Ruèche, im Liegenden der Hipparionsande; sandige, tonige Bildungen mit Ostrea cyathula, geringe Mächtigkeit, maximal 3 m. 2. Oestlich Vendlincourt in der Sandgrube des Herrn Tallat. Im Liegenden der Hipparionsande blaugraue Tone mit Fischschuppen. (Wahrscheinlich Fischschiefer.) 3. Südlich Alle in einem Brunnenschacht der Filature d'Ajoie: Tiefblaue Tone zum Teil mit starkem Glimmergehalt. Zwischenlagerungen von Kalksandsteinbänken, dünnen Kohlenschichten und Gips.

Diese drei Bildungen bestärken den Eindruck, daß die zahlreichen Vorkommen von oligocänen Ablagerungen unmöglich Bildungen desselben Alters mit faciellen Unterschieden sein können. Das regellose, mosaikartige Durcheinander von tonigen und grobklastischen Bildungen (Gompholite) deutet auf wiederholte Transgression des oligocänen Meeres hin. Das durch Hummel schon tiefer gestellte „Système de Bourogne" erfährt durch L. Meyer neuerdings eine Versetzung ins obere Sannoisien. (Lit. 79.) Die Gompholite bezeugen demnach eine Ueberflutung der Elsgauerplatte während des Sannoisien. Die blauen stampischen Tone bestätigen eine weitere Transgression mit erneuter Akkumulation im Mitteloligocän.

Pontische Ablagerungen: Die Sandgrube von Charmoille, in welcher Hummel zuerst Vertreter der Eppelsheimerfauna feststellte, liefert fortgesetzt Fossilien. Außerdem konnten nun endlich aus einer am Nordrand des Elsgaues gelegenen Sandgrube bei Lugnez zwei typische Vertreter der pontischen Fauna beigebracht werden. Es handelt sich dabei um einen

Backenzahn von Mastodon longirostris und Backenzähne von Hipparion gracile. Mittelst dieser Fossilien ist es möglich, die viele Kilometer auseinander liegenden Vorkommen von Vogesensanden als Bestandteile ein und derselben Ablagerung zu deuten.

b) Diluvium. Die bis jetzt durch einen Stoßzahn von Elephas primigenius erwiesene Anwesenheit von eiszeitlichen Säugern wird durch das Auffinden einer diluvialen Säugerfauna bei Courchavon bestätigt.

2. Tektonische Ergebnisse.

Die Entwicklung der tektonischen Vorgänge, denen das Untersuchungsgebiet im Laufe der Tertiärzeit unterworfen war, spielte sich etwa wie folgt ab:

Unteroligocän (Sannoisien): Das Gebiet nördlich der Elsgauerplatte senkt sich. Als Ausbuchtung des Oberrheintalgrabens bildet sich der Golf von Montbéliard. Nachdem diese Zone etwa 500 m abgesunken ist, wird auch die Elsgauerplatte Küstenzone, und als solche von der Brandung des Rheintalmeeres bearbeitet. Südlich des Elsgaues beginnt die Gegend von Delsberg sich als Becken abzuzeichnen.

Mitteloligocän: Alle drei Zonen, Golf von Montbéliard, Elsgau und Delsbergerbecken unterliegen gemeinsam der Absenkung. Dabei wird die Ajoie von tonigen, aber auch grobklastischen Bildungen von unbekannter Mächtigkeit überdeckt. Der Rheintaltrog ist indessen an die 1000 m eingesunken und entsprechend aufgefüllt worden.

Gegenüber dem Rheintalgraben und dem schweizerischen Molassetrog stellt die Gegend des nördlichen Bernerjura eine höhere Scholle dar, die aber als untergetauchte Schwelle wenigstens zeitweise der Akkumulation ausgesetzt ist. Schon früher, oder aber zu jener Zeit wird diese Scholle von N-S laufenden Brüchen durchsetzt.

Miocän. Die kontinuierlichen Einbruchsbewegungen des Rheintalgrabens und seiner Nachbargebiete setzen aus. Statt dessen wird die Ajoie mit ihrem Vorlande gehoben, taucht auf, und wird der Abtragung ausgesetzt. Wahrscheinlich erfolgt der Beginn der Hebungen schon im Untermiocän. Im Mittelmiocän (Vindobon) wird das Gebiet südlich der Ajoie als küstennahes

Gebiet des mittelschweizerischen Molassebeckens mit Sedimenten überdeckt. Im Unterpliocän (Pontien) wird auch das Gebiet des Elsgaues überschottert. Während dieses langen Zeitraumes erfolgt die Entwässerung von N nach S (Vogesenabdachung), trotzdem im S des Elsgaues eine erste Faltung des Jura sich bemerkbar macht.

Pliocän. Nach der im Unterpliocän erfolgten Einebnung der ersten Jurafaltung, machen sich im Gebiete der Burgunderpforte von neuem Einsenkungserscheinungen bemerkbar, die zugleich auch von Faltungsvorgängen in der Gegend des Kettenjura begleitet waren. Durch Einmuldung entsteht im Oberpliocän die Burgunderpforte. Die Abdachung des Elsgaus ist jetzt nach N gerichtet und die Flüsse wenden sich dementsprechend nach N und NW in die Sundgaustromniederung. Die Elsgauerplatte selbst macht die Einmuldungsbewegung mit und wird deren Teilgebiet. Bald aber machen sich abermals Hebungserscheinungen bemerkbar. Der große Strom wird in den Oberrheintalgraben abgelenkt, offenbar infolge Senkungen in jener Gegend. Die Hebungen im Gebiete der Burgunderpforte sind begleitet von Faltungserscheinungen im Jura. Der Elsgau wird gegenüber der zentralen Burgunderpforte um 100—200 m gehoben und die uns bekannten niederen Gewölbe werden gebildet. Im S des Elsgaues wird die bereits mit der Einmuldung der Burgunderpforte einsetzende Jurafaltung fortgesetzt. Wenn es sich bewahrheitet, daß die Sundgauschotter im St. Prestien abgelagert wurden, dann lassen sich diese letzten tektonischen Bewegungen bestimmen. Die jüngste Hebung der Burgunderpforte und die gleichzeitig zur Auslösung gelangende endgültige Auffaltung des Juragebirges müßten dann nach Ablauf des St. Prestien, also am Ende der Pliocänzeit eingesetzt haben. Im Oligocän wie im Miocän lag die Ajoie im Meere oder aber in der Nähe desselben. Seither hat das Land um mehr als 500 m an Höhe gewonnen. Diese Tatsache läßt sich nur endogen erklären. Welche von den genannten tektonischen Bewegungen ist für die rezente Höhenlage unseres Untersuchungsgebietes verantwortlich zu machen? Wenn das Gesetz bezüglich des Intensitätsverhältnisses zwischen endogenen und exogenen Vorgängen, welches Walter Penck formulierte, richtig ist, dann müssen intensive tektonische Vorgänge ebenfalls starke Abtragungsvor-

gänge auslösen. Die Ajoie war nun aber gerade in den Zeiten, in denen sie von Hebungsvorgängen betroffen war, Akkumulationsgebiet; z. B. seit dem Untermiocän, als sie Teilgebiet der Vogesenabdachung wurde. Der Abtrag war in dieser Zeitepoche sicher nicht bedeutend. Das geht ja auch aus dem Umstande hervor, daß der nördliche Bernerjura damals am Rande eines Meeres und später eines „ausgesüßten" Meeresarmes, eines Süßwassersees lag. Infolgedessen war die Höhenlage des Untersuchungsgebietes nur eine geringe. Auch als die Ajoie zum Schwemmland des pliocänen Sundgaustromes gehörte, konnte sie die heutige Höhenlage noch nicht eingenommen haben, da ja für diese Zeit Erosionsvorgänge fehlen. Die stärksten Eintiefungsvorgänge, die auffälligsten Erosionserscheinungen aber setzen ein mit der Ablenkung des Rheines in den Rheintalgraben. In einem Zeitpunkt, in dem die Gegend ihrer stärksten außenbürtigen Kraft, nämlich des Sundgaustromes verlustig geht, beginnt nun das energischste und erfolgreichste Eintiefen der Bäche. Wenn schon ein tektonischer Vorgang die Höhenlage des Landes in 450 bis 630 m verursacht hat, dann war es sicher die Hebung, welche den Erben des Sundgaustromes den Impuls zum Eintiefungswerk der heutigen Täler gab. Es war die uns durch die verschiedene Höhenlage der Gerölle bekannt gewordene Dislokation, die nach der Ablagerung der Sundgauschotter einsetzte. Schon Gutzwiller, Gibert und Théobald stellten im Bereiche der Sundgauschotter junge Dislokationen fest. (Lit. 48, 40, 104.) Auf Grund unserer morphologischen Ueberlegungen können wir die Feststellung der genannten Autoren nur bestätigen, mit dem Zusatze, daß diese Dislokationen von bedeutend größerer Intensität gewesen sein mußten.

3. Morphologische Ergebnisse.

Im Gebiete des Elsgaues konnten Reste alttertiärischen Formen in weiter Verbreitung gefunden werden. Als Hochflächen nehmen sie sogar den Hauptteil des untersuchten Raumes ein. Sie wurden allerdings durch junge Dislokationen in verschiedene Höhe gebracht, überziehen Antiklinalen und sind sogar in eine flache Synklinale eingemuldet. Am ursprünglichsten treten sie uns auf den Hochflächen der Blöcke entgegen. Sie sind durch

die Täler der untern und mittlereren Flußläufe voneinander getrennt, tauchen gegen die Burgunderpforte Hunderte von Metern unter die Rheintalische Molasse ab, streichen am Südrand unter die Ueberschiebung der Mont Terrikette und erscheinen auf den Höhen des Jura zwischen Birs und Lützel in Relikten.

Einwandfrei ist das Auftreten eines etwa 50 m niederen Niveaus am Nordrand der Blöcke westlich von Bonfol und bei Montignez festzustellen. Das trennende Element, ein Steilhang, der östlich Cœuve als Talhang der Cauvate erscheint und von dort sich ästuarartig öffnet, scheint uns derselben Zeit anzugehören. Wir nehmen an, daß diese Formen in prästampischer oder stampischer Zeit entstanden sind.

Unabgeklärt bleibt die Formentwicklung in dem zwischen Mitteloligocän und Mittelmiocän liegenden Zeitabschnitte. Sehr wahrscheinlich erfolgte im Burdigalien der Abtrag der in stampischer und chattischer Zeit abgesetzten Sedimente.

Mit dem Vindobonien war die Ajoie Teilstück der Vogesenabdachung geworden. Noch im Pontien wurden oligocäne Sedimente abgetragen, was die in den Vogesensanden aufgearbeiteten oligocänen Fossilien beweisen. Eigenartigerweise beschränkte sich die Erosion der im Obermiocän bis Unterpliocän erodierenden Vogesenflüsse auf eine ideale Bloßlegung der oligocänen Formen. Im Laufe des Pontien wurden dieselben wieder neu zugedeckt und unter den Vogesenschottern geborgen. Gleichzeitig wurden am Südrand der Ajoie die Falten einer ersten orogenen Phase, die im Zeitraume des Miocän bis und mit dem Pontien aufgewölbt und wieder eingeebnet worden sein mußte, mit Vogesensanden überdeckt.

Neue wichtige Ereignisse führten in postpontischer Zeit zur Ablenkung der Vogesenflüsse in den Rhonetalgraben. Ein mächtiger Strom zog quer über die eingesunkene Vogesenabdachung und sammelte den Abfluß des Landes in Bächen, die dann bei einer späteren Hebung die modernen Täler weiter eintieften. Wurde der Elsgau in pontischer Zeit noch nach S entwässert, so flossen nun in postpontischer Zeit die Flüsse in umgekehrter Richtung. Der Fluß, welcher zwischen Jura und Vogesen durchzog und diese Seitenbäche aufnahm, akkumulierte in der weiten Stromniederung. Der Elsgau wurde wenigstens in seinen nördlichen Teilen mit Geröllen überdeckt und gehörte demnach

zur Stromniederung. Zur Zeit dieses Flusses, welcher die Sundgauschotter ablagerte, kam es im Gebiete der Ajoie selbst zu keiner Bearbeitung der Malmkalkplatte. Im Gebiete des Mont Terri aber, wo gleichzeitig mit der Einmuldung der Burgunderpforte eine Faltungsphase eingesetzt hatte, und ein Wall entstanden war, wurden die Vogesenschotter abgeräumt und außerdem Ausräumungszonen geschaffen.

Die eigentliche Ausgestaltung der modernen Landformen erfolgte im Zusammenhang mit Krustenbewegungen, welche die große Stromniederung der Burgunderpforte unterbrachen und eine Wasserscheide zwischen Rhone und Rhein aufbauten. Die Reaktion der exogenen Vorgänge auf die Hochpressung der Burgunderpforte und endgültige Auffaltung des Jura offenbart sich uns in folgenden Formungsvorgängen:

1. Eintiefung der Flüsse in die zur Zeit der Aufschüttung der Sundgauschotter gebildeten Ausräumungen im Gebiete des Mont Terri.
2. Allgemeine Abräumung der Sundgau- und Vogesenschotter bis auf die uns bekannten Ueberreste.
3. Eintiefen der Täler in die Elsgauerplatte. Ausgestaltung der Täler zu Formen, wie sie in Abschnitt I C. 3c geschildert wurden.

Die Abräumung der Schottermassen von den Kalkhochflächen hatte zur Folge, daß sich die Ajoie zu einer besonderen Landschaft der Burgunderpforte entwickelte. Dies geschah erst nach der im Jungpliocän erfolgten Aufschüttung der Sundgauschotter. Für einen Abtrag im Sinne einer Einebnung der höher gehobenen Teile der Elsgauerplatte reichte der Zeitraum des Altquartärs nicht mehr aus. Der Abtrag erfaßte nur die auf die Platte aufgeschütteten tertiären Sande und Schotter. Die unter denselben begrabenen Altformen blieben erhalten und beteiligen sich deshalb weiträumig an der Zusammensetzung der modernen Landschaft. Es wäre aber falsch, diese als den Bestandteil einer pliocänen Rumpffläche zu bezeichnen.

Die Formgestaltung im Kalk. 1. Die Talgrundrisse weichen von den normalen Ausräumungsgrundrissen ab. Breite Talböden verengern sich unvermittelt.

2. Sohlentäler gehen talaufwärts häufig in Muldentäler über. Dieser Formenwechsel wurde durch den Wechsel der Abflußform erklärt. Unterirdische Entwässerung bedingt Muldenform, oberirdische Sohlenform. Die Gegensätze können sich bei fortschreitender Verkarstung noch eine Zeit lang halten, so daß sie auch in vollkommen ausgebildeten Trockentälern beobachtet werden.

3. Die Gleichgewichtskurve verkarsteter Flüsse ist unregelmäßiger als diejenige normal entwässerter Talzüge. In den verkarsteten Tälern ist eine ausgesprochene Diskontinuität zu beobachten.

4. Die unterirdische Ausräumung, die sich vorwiegend durch chemische Lösungsvorgänge vollzieht, wird aber unterbrochen durch die rückschreitende Erosion, welche in den untern Talabschnitten eine wasserführende Schicht erreicht hat und von dort aus talaufwärts die Trockentäler wieder „entkarstet".

5. Die Versickerung der Flüsse ist begrenzt und dringt nicht bis auf die undurchlässige Schicht der Oxfordtone vor. Sie macht auf einem bestimmten Niveau halt. Das Wasser konzentriert sich in Hauptröhren, welche in einer bestimmten Tiefe unter der Talsohle, unabhängig von der Höhenlage der wasserundurchlässigen Schicht, durchs Gestein führen.

Allgemeine Ergebnisse in bezug auf Abtrag. Wir gelangten zu Ergebnissen über das Verhältnis von flächenhaft wirkendem Abtrag und linear wirkender Flußerosion.

Die Eintiefung der Täler kann vor Beginn der Eiszeit kaum in Angriff genommen worden sein, war aber dann bis zum Jungquartär bereits bis in die heutige Tiefe vorgedrungen. Sie machte seither, wenigstens im Mittel- und Unterlauf der Flüsse wenig oder gar keine Fortschritte. Die Hochflächen tragen noch Relikte der tertiären Schotterdecke. Bei mangelhafter Bedeckung mit Vegetation, wie das sicher während der Eiszeit teilweise der Fall war, konnten die sandigen Massen schon durch die bloße Einwirkung der Schwerkraft in die Tiefen gewandert sein; die Hochflächen wurden nicht mehr wesentlich abgetragen.

Dieser Gegensatz zwischen raschem, energischem Eintiefen und langsamem, kaum merklichem Abtragen der Hochflächen zeigt sich in aller Schärfe in dem Bereiche der stark gefalteten Gebiete. An den beiden Quellflüssen der Allaine konnte gezeigt

werden, daß die Bäche selbst im Gebiete der Ueberschiebung sich auf dieselbe Gefällskurve eintiefen, die auch der Nebenfluß in einem tektonisch sehr geschonten Gebiet aufweist.

Der langsame Abtrag der Hochfläche spricht gegen rasche Einebnungsprozesse. Nach unseren Beobachtungen lassen sich keine Rumpfflächen verschiedener geologischer Zeiten auseinanderhalten, wie das in andern Gebieten des Jura der Fall ist. Der sehr langsam erfolgende Abtrag der Hochflächen des Elsgaues ist durch die zeitweilige Lage der Gegend an der Erosionsbasis und die mehrfach erfolgte Eindeckung der Altformen noch verzögert worden. Unter diesen Annahmen verliert die von uns festgestellte, weiträumige erhaltene Altlandschaft ihre Problematik. Allerdings paßt das Vorhandensein von Höhenunterschieden von 400—500 m nicht gut zur Annahme einer Eindeckung. Erst durch das Auffinden von Sundgauschottern auf den nördlichen und östlichen Teilen der Elsgauerplatte ließ sich dieser Widerspruch beseitigen: Die Dislokation der einzelnen Blöcke erfolgte erst in junger Zeit, so daß die exogenen Kräfte noch keine Zeit fanden, die verstellten Flächen auf das Niveau der zentralen Teile der Burgunderpforte abzutragen. Die Individualität des Elsgaues auszulöschen, die aus dem Muldenniveau herausgehobene Platte einzuebnen, bleibt erst dem exogenen Kräftespiel der Zukunft vorbehalten.

Morphogenetische Tabelle der Ajoie, ihrer

	Eocän	Sannoisien	Stampien	Chattien-Aquitanien
Südl. Nachbargeb. (Gegend von Delémont und Umgebung) Zustand der Erdoberfläche	Flachland	Flachland	Meer	See - später Festland
Formgestaltende Vorgänge	Verkarstung	Sedimentation von Gelberden und Raitsche	Sedimentation	Erosion Ablagerung von Süßwasserbildungen. (Elsäßer-Molasse)
Tektonische Vorgänge	Ruhe	Ruhe	Senkung	Ausklingen der Einmuldung
Ajoie Zustand der Erdoberfläche	Flachland	Küstengebiet	Meer Verbindung zwischen Rheintal und Molassemeer	Flachland
Formgestaltende Vorgänge	Verkarstung	Abrasion! Erosion event. Ablagerung von Konglomeraten	Ablagerung von Küstenkonglomeraten und Fischschiefern	Erosion, vielleicht Ablagerung von Süßwasserbildungen
Tektonische Vorgänge	Ruhe	Ruhe, oder leichtes Absinken	Senkung	Ausklingen der Einmuldung
Burgunderpforte (zwischen Delle und Vogesen) Zustand der Erdoberfläche	Flachland	See - später Meer	Meer	See - später Festland
Formgestaltende Vorgänge	Verkarstung	Sedimentation. Ablagerungen bis 500 m mächtig	Ablagerung weiterer Sedimente bis zu 500 m Mächtigkeit	Ablagerung. Elsäßermolasse
Tektonische Vorgänge	Ruhe	Einsenkung des Rheintalgrabens	Fortsetzung der Senkung	Ausklingen der Senkung

nördlichen und südlichen Nachbargebiete.

Burdigalien-Vindobonien	Tortonien-Sarmatien	Pontien	Pliocän Mittel-Oberpliocän	Oberpliocän-Alt-Diluvium
Küstengebiet des burdigalen u. helvet. Meeres. Tiefste Zone zwischen Alpen und Vogesen	Randgebiet des großen Tortonen Sees	Schwemmland der Vogesenabdachung	Flachland	Ausbildung des modernen Faltenjura
Einebnung und Aufschüttung der Abtragungsprodukte (Polygene Nagelfluh)	Erosion und Aufschüttung von Vogesenmaterial	Aufschüttung der Vogesenschotter	Entstehen des Birssystemes. Mont Terri wird Wasserscheide	Starke Erosion Eintiefen der bereits angelegten Täler
Senkung im Süden. Anzeichen einer *Faltung* im Norden	Anzeichen orogener Bewegungen	*Faltung* (ev. schon früher)	Wahrscheinl. Fortsetzung der Faltung	Kontinentale Hebung und *Faltung*
Küstennahes Flachland. Meer im Süden. (Vogesenabdachung)	Flaches Teilgebiet der von den Vogesen bis zum großen Süßwassersee reichenden Abdachung	Schwemmland der Vogesenabdachung	Stromniederung eines von Osten nach Westen fließenden alpinen Stromes	Hochplateau von 500 — 600 m Höhe ü. Meer
Erosion, Abtragung der oligocänen Sedimente	Erosion, Abdecken der im Oligocän bereits geschaffenen Formen!	Erneutes Eindecken der oligocängeschaffenen Formen	Ablenkung der Nord-Süd gerichteten Entwässerung. Aufschüttung alp. Gerölle im nördlichen Teil	Abräumung der Vogesenschotter. Aufdecken der alttertiären Formen. Eintiefen der modernen Täler
Ruhe - dann Hebung	Ruhe	Faltung im Süden	Leichte Senkung (Einwalmung)	Kontinentale Hebung - Faltung
Festland nach Süden abdachend, gegen die Vogesen ansteigend. (Vogesenabdachung gegen Süden)	Höher gelegenes Teilgebiet der Vogesenabdachung	Schwemmland der Vogesenabdachung	Schwemmland eines großen alpinen Stromes	Hochplateau 400 m Wasserscheide zwischen Rhonezuflüssen und Rheinzuflüssen
Erosion (Einebnung)	Erosion (Einebnung)	Aufschüttung	Aufschüttung	Ablenkung des alpinen Stromes nach Norden. Langsam beginnende Erosion der Doubszuflüsse
Hebung zusammen mit den Vogesen	Gegen Norden in Hebung begriffen	Gegen Norden in Hebung begriffen	Einwalmung der Burgunderpforte	Hebung auf 400 m ü. Meer. Hochpressen der Burgunderpforte

Literaturnachweis.

A. Bibliographien.

1. Amweg G.: Bibliographie du Jura bernois, Ancien Evêché de Bâle, Porrentruy 1928.
2. Gogarten E. und Hauswirth W.: Bibliographie géologique de la Suisse pour les années 1900—1910. — Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, Nouv. série, 21 livr. Berne 1913.

3a. Margerie E.: Le Jura, Bibliographie sommaire du Jura français et suisse, Paris 1922.

3b. Margerie E.: Le Jura. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géol. dét. de la France. Paris 1937.

4. Jeannet A.: Bibliographie géologique de la Suisse pour les années 1910—1930. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F. 56. und 73. Lieferung. Bern 1927 und 1936.
5. Rollier L.: Geologische Bibliographie der Schweiz 1770—1900. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lieferung 29. Bern, 1907/1908.

B. Kartenwerke.

a. Topographische Karten.

6. Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfried), Maßstab 1:25 000. Blätter: 3, 4, 5, 5 bis, 6, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 94.
7. Topographische Karte der Schweiz (Dufour), Maßstab 1:100 000. Blätter 2 und 7.
8. Spezialkarte des Jura, herausgegeben vom Schweiz. Juraverein. Bl. 1. 1:50 000, Geographischer Kartenverlag Kümmerly u. Frey, Bern. (Beste Uebersicht über das Untersuchungsgebiet.)
9. Uebersichtskarten des Vermessungsamtes des Kantons Bern. 1:10 000. Blätter: 86, 87, 88, 89, 91, 92, 94, 5 und 5 bis.
10. Plans directeurs de la zone des opérations, dréssé pendant la guerre. Publication du service géographique de l'armée, au 1:10 000. — Blätter: Bourogne, Beaucourt, Bisel, Blamont, Montbéliard, Morvillars, Montancy, Liebsdorf, Réchésy, St. Hippolyte.

b. Geologische Karten.

11. Hummel K.: Tektonik des Elsgaues. Stratigraphie und Tektonik dargestellt auf den Blättern des Topographischen Atlas, 1:25 000. 1914. — Unveröffentlichte Karte, kopiert von P. Rudin, 1923.
12. Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000, Blätter 92—95. Siehe dazu Lit. 73.

13. Geologische Karte der Schweiz, M. 1:100 000, Bl. 7.
14. Carte géologique de la France, 1:50 000, Bl. Ferrette. 1934.
15. Carte géologique de la France, 1:80 000, Bl. Montbéliard. 1933.
16. Carte géologique de la région de St. Hippolyte, 1:30 000. 1931. Beilage zu Lit. 35.

C. Geographische und geologische Werke.

17. Amsler A.: Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im östl. Jura. — Eclog. geol. Helvet. H. 26, 1922.
18. Andreae A.: Beiträge zur Kenntnis des Elsäßer Tertiärs. — Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, Bd. 2, Heft 3, 1884.
19. Baumberger E.: Die stampischen Bildungen der Nordschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfauna. — Eclog. geol. Helvet. Bd. 20. 1927.
20. Behrmann W.: Morphologische Formengruppen der Erosion. — Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin, 1932.
21. Biese W.: Ueber Höhlenbildung. Abhandlung der Preuß. geol. Landesanst. — N. F. Heft 137, 1931 und Heft 146, 1933.
22. Bell E.: Monographie de la vallée du Doubs (entre Les Brenets et Biaufond), Etude de géographie physique. — Bull. société neuchâteloise de géographie.) T. 40, 1931.
23. Boyer G.: Sur la provenance et la dispersion de galets silicatés quartzeux dans l'intérieur et le pourtour des Monts-Jura. — Mémoire de la Soc. émul. du Doubs. 1885.
24. Buxtorf A.: Ueber Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasistunnel und die geologische Geschichte und Oberflächengestaltung des Tunnelgebietes und seiner Umgebung. — Tätigkeitsber. der Natf. Ges. Baselland 1911—1916. Liestal 1916.
25. Buxtorf A.: Ueber den Gebirgsbau des Clos du Doubs und der Velleratkette. — Ber. über die Versammlung des oberrheinischen geol. Vereines, 1909.
26. Buxtorf A.: Wasserversorgung der Ortschaften im Bezirk Pruntrut. — Herausgegeben vom Chefarzt der 4. Division, 1915.
27. Buxtorf A. und Lehner E.: Rheintalische Brüche in der Montterriblekette und im Clos du Doubs. — Eclogae geol. Helvet. Bd. 26, 1920.
28. Buxtorf A. und Koch R.: Zur Frage der Pliocänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. — Verh. der Natf. Ges. Basel, Bd. 31, Basel 1920.
29. Buxtorf und Schlaich E.: ... Gliederung und Verbreitung des Miocäns in der Mulde von Court im Berner Jura. — Eclogae geol. Helvet. Bd. 21, 1928.
30. Brill R.: Palaeographische Untersuchungen über das Pliocän im Oberrheingebiet. — Mitteilungen der Bad. geologischen Landesanst., Bd. 10, 1928.

31. Cadisch J.: Die Geologie der Schweizer Alpen. — Zürich 1934.
32. Chabot G.: Les plateaux du Jura central, étude morphogénique, Paris 1927.
33. Crahmer H.: Höhlenbildung und Karsthydrographie. — Zeitschr. f. Geomorphologie, 1935.
34. Daubrée M.: Notice sur le dépôt tertiaire du Sundgau (Haut-Rhin) et sur la transformation en kaolin des galets feldspathiques de ce dépôt. — Bull. de la société géologique de la France, 1847—1848.
35. Fallot P.: Révision de la Feuille de Montbéliard. — Bull. service carte géol. de France. T. 30—34, 1931.
36. Förster B.: Weißer Jura unter dem Tertiär des Sundgaues im Oberelsaß. — Mitt. der geol. Landesanstalt Elsaß-Lothringen, Heft 5, 1905.
37. Fournet J.: Hydrographie souterraine. — Mémoire de l'Académie des Sciences Belles Lettres et Arts de Lyon, classe des sciences, N. série T. 8, Lyon 1858.
38. Fournier E.: Explorations souterraines et recherches hydrologiques en Franche-Comté.
    1. Les Gouffres. Besançon 1923.
    2. Grottes et rivières souterraines. Besançon 1923.
    3. Les eaux souterraines, sources, résurgences, exurgences, et nappes aquifères. Besançon 1926.
    4. Phénomènes d'érosion et de corrosion spéciaux aux terrains calcaires. Applications et pratiques de la spéléologie et de l'hydrologie souterraine. Besançon 1928.

39a. Fluck R.: Die Flußdichte im schweizerisch-französischen Jura. — Verh. d. Natf. Ges. Basel, Bd. 37, 1926.

39b. Früh J.: Geographie der Schweiz. 1930.

40. Gibert A.: La Porte de Bourgogne et d'Alsace (Trouée de Belfort). — Etude Géographique, Paris 1930.

41. Gignoux M.: Géologie stratigraphique. — Deuxième édition, 1936.

42. Glauser A.: Geologische Beschreibung des Kartengebietes von Blatt Montfaucon im Berner Jura. — Natf. Ges. Basel, Bd. 47, Basel 1936.

43. Gradmann R.: Das Schichtstufenland. — Zeitschrift der Ges. f. Erdk. Berlin 1919.

44. Grahmann R.: Der Jura der Pfirt im Oberelsaß. Ein Beitr. z. Kenntnis der Gesch. des Oberrheintalgrabens. — N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. 44. Stuttgart 1920.

45. Greppin J.-B. Description géologique du Jura bernois et de quelques districtes adjascents compris dans la feuille 7 de l'atlas fédéral. — Matér. pour la carte géol. de la Suisse, 8e livr. T. 20, Bern 1870.

46. Gressly A.: Observations géologiques sur le Jura soleurois. — Neue Denkschrift der Allg. Schweiz. Ges. f. d. gesamt. Naturwissenschaften, vol. 2, 4, 5. Neuchâtel 1838—1841.
47. Grund A.: Der geographische Zyklus im Karst. — Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1914.
48. Gutzwiller A.: Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel. — Verh. d. Natf. Ges. Basel. Bd. 23, 1912.
49. Heim A.: Geologie der Schweiz, 2 Bde. in 3 Teilen. Leipzig 1916.
50. Heltner A.: Aus dem Schweizer Jura: Eine morphologische Studie. — Geogr. Zeitschr., 18. Jahrg. Leipzig 1912.
51. Hoehne E.: Geologische Untersuchungsergebnisse im Erdölgeb. des Unterelsaß. — Mitt. der Bad. Geol. Landesanst. Bd. 9, 1923.
52. Hotz W.: Das Profil der neuen Bohrung von Allschwil bei Basel. — Verh. schweiz. Natf. Ges. 108. Jahresvers. Basel, 1927. 2. Teil, S. 154. — Eclogae geol. Helvet., vol. 21, 1928.
53. Hummel K. L.: Die Tektonik des Elsgaues. (Berner Tafeljura.) — Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 1914.
54. Jaranoff D.: Zur Morphologie des Schweiz. Jura. — Zeitschr. für Geomorphologie. Heft 4, Bd. 9, pag. 136, 1935.
55. Jüngst H.: Zur Sedimentation des Meeressandes im Mainzerbecken. — Zentralbl. f. Mineralogie und Geologie. Abt. B. 1929. S. 661.
56. Keller W.: Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Delsbergerbecken und oberrheinischer Tiefebene, enthalten auf den Siegfriedblättern Burg (6), Soyères (693), und Courrendlin (95). — Eclog. geol. Helvet., vol. 17, 1922.
57. Keßler P.: Die tertiären Küstenkonglomerate in der mittelrheinischen Tiefebene. — Mitteil. der geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. Bd. 7, 1909.
58. Keßler P.: Geol. Beobachtungen im Reichslande Elsaß-Lothringen. — Zeitschrift der deutsch. geologischen Ges. Bd. 71, 1919. S. 152.
59. Keßler P.: Ueber große Zusammenhänge des ganzen südwestdeutschen Gebietes. — Jahresheft des Vereins für vaterl. Naturkunde in Württenberg. 83. Jahrgang, Stuttgart 1927.
60. Kilian W.: Les terrains du Doubs. — Bull. soc. géol. de France. T. 12, 1884.
61. Klüpfel W.: Ueber Reliefmorphogenie und zyklische Landschaftsgenerationen. — Geologische Rundschau, Bd. 17, 1926.
62. Koch R.: Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F., 47, 1923.
63. Koby F.: Hydrologie et Hydrographie des environs de Porrentruy. — Actes de la soc. jurassienne d'émulation, 1886.
64. Koby F.: Le trou du Mavaloz. — Actes de la soc. jurassienne d'émulation, 1884.
65. Koby F.: Peut-on trouver de la houille à Cornol? — Actes de la soc. jurassienne d'émulation, 1889.

66. Koby F.: Les grottes de Milandre. — Actes de la soc. jurassienne d'émulation, 1889.
67a. Koby F. Ed. et Peronne F.: Recherches sur le néolithique en Ajoie. Actes de la soc. jurassienne d'émulation, 1934.
67b. Lamothe (général de): Sur le passage du Rhin par la vallée du Doubs. — C. r. Ac. sc., 137, 1903. p. 389—391.
68a. Lebling Cl.: (Siehe Stromer, Lit. 103.
68b. Lehmann O.: Ueber die Karstdolinen. — Mitteilungen Geograph.-Ethnogr. Ges. Zürich. Bd. 31, 1931.
69. Lehmann O.: Die Hydrographie des Karstes. 1934.
70. Lièvre L.: La découverte d'une nouvelle rivière souterraine en Ajoie. Porrentruy 1935.
71. Lièvre L.: Le problème hydrologique de la Haute Ajoie et le Creux-Genaz. — Actes de la soc. jurassienne d'émulation, 1916.
72a. Lièvre L.: Y a-t-il du minerai de fer en Ajoie? En a-t-on exploité autrefois? — Actes de la soc. jurassienne d'émulation, 1916.
72b. Lièvre L.: Le Karst jurassien. Porrentruy 1940.
73. Liniger H.: Die Tertiärbildungen des Delsbergerbeckens und seiner nördlichen Umgebung. — Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. N. F., Lfg. 55, Abt. 4. Bern 1925.
74. Machatschek F.: Der Schweizer Jura. — Versuch einer geomorphologischen Monographie. — Petermanns geogr. Mitteilungen, Ergänzungsheft 150. 1905.
75. Meyer L.: Résultats géologiques d'une excursion à Saint Dizier, (Territ. de Belfort). — Bull. soc. belfortaine d'émulation, T. 33, 1914.
76. Meyer L.: Géologie et industrie. Le sondage de Charmois. — Bull. soc. belfortaine d'émulation, T. 34, 1916.
77. Meyer L.: Recherches sur les alluvions anciennes du territoire de Belfort et du nord-ouest de la Suisse. — Bull. soc. hist. et nat. Colmar. T. 17, 1924. p. 69.
78. Meyer L. et Hotz W., Buxtorf A., Baumberger E.: Compte rendue des excursions de la société géologique suisse dans les environs de Bâle et en Alsace. — Eclogae geol. Helvet. vol., 21, 1928.
79. Meyer L.: Etude stratigraphique du terrain oligocène de la Haute Alsace et du territoire de Belfort. — Bull. service carte géologique d'Alsace et de Lorraine. T. 1, Fasc. 3, 1928.
80. Mathey F.: Sur les deux tunnels de Glovelier et de St. Ursanne. — Actes de la soc. helvet. des sciences nat. 1878. Berne 1879.
81. Moesch G.: Der südliche Aargauer Jura und seine Umgebung. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lfg. 10, 1874.
82. Oberdörfer R.: Ueber die Sundgaudeckenschotter. — Jahresber. und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N. F. Bd. 9, 1920.
83. Parrat H. J. F.: Théorie des courants souterrains où notice sur la

formation des vallées et montagnes du Jura, suivant un mode naturel et analogique. 1838.

84. Parrat H. J. F.: Application de la théorie des courants souterrains à la formation des vallées, collines et montagnes des environs de Porrentruy. — (Supplément à la précédente.) Porrentruy 1838.
85. Penck und Brückner E.: Die Alpen im Eiszeitalter.
86. Rollier L.: Les grottes du Jura bernois. — Bull. soc. Neuchâtel, sc. nat. 1890.
87. Rollier L.: Compte rendue de l'excursion dans l'oligocène des environs de Porrentruy. — Bull. de la soc. géologique de France. 3me série, T. 25, 1897.
88. Rollier L.: Deuxième supplément géologique de la partie jurassienne de la feuille 7 de la carte géologique de la Suisse au 1: 100 000. Matériaux p. la carte géol. de la Suisse. Nouv. série 8me livr. Berne 1898.
89. Rollier L.: Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille 7 de la carte géologique de la Suisse au 1: 100 000. — Matériaux p. la carte géologique de la Suisse, Nouv. série, 25me livr. Berne 1910.
90. Rollier L.: Les Facies du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. — Mémoire publié par la fondation Schnyder von Wartensee à Zurich. Zürich 1911.
91. Rollier L.: Nouvelles études sur les terrains tertiaires et quaternaires du Haut-Jura. — Actes de la soc. jurassienne d'émulation. Porrentruy 1911.
92. Rollier L.: Amanz Greßlys Briefe. — Actes de la soc. jurassienne d'émulation. 1910—1913.
93. Salomon W.: Die Bedeutung des Pliocäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. — Sitzungsber. der Heidelberger Akad. Wiss. Math. Naturw., Klasse A. 1919.
94. Scheu E.: Die Entstehung von Trockentälern. — Biblioth. geogr. Handbücher, Festb. Albrecht Penck. 1918. S. 93.
95. Schlaich E.: Geologische Beschreibung der Gegend von Court (Berner Jura) mit besonderer Berücksichtigung der Molassebildungen. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lfg. 26, 1934.
96. Schmidt C. und Koby F.: Geologisches Gutachten über das Projekt einer Tiefbohrung auf Steinkohle in der Gegend von Pruntrut. — Basel 1917.
97. Schmidt C., Braun C., Paltzer, Mühlberg M., Christ P., Jacob F.: Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel. — Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Geotechnische Serie, Lfg. 10, 1928.
98. Schnarrenberger C.: Sattel- und Muldenbau im Oberrheintalgraben. — Geologische Rundschau, Bd. 17a, Berlin 1926. S. 610.
99. Schnéegans D.: Sur l'âge des failles du jura alsacien. — Compte rendu somm. soc. géol. France. 1932. p. 24.

100a. Schnéegans D., Gillet S.: Stratigr. des terrains jurassiques dans la région de Ferette.
100b. Schwabe E.: Morphologie der Freiberge. — Mitt. der Geogr. Ges. Basel. V. 1939.
101. Staub R.: Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. — Denkschr. der Schweiz. Natf. Ges., Bd. 59, Abh. 1, 1934.
102. Suter H.: Geologische Beschreibung des Kartengebietes Les Bois und St. Imier (Berner Jura). Siegfriedblätter 115, 117. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. Lfg. 72, 1936.
103. Stromer E. und Lebling Cl.: Fossilführendes Pliocän in Südbayern. — Zentralblatt für Mineralogie etc., Bd. 1929, pag. 307.
104. Théobald N.: Les alluvions du pliocène supérieure de la région du Sundgau. — Bull. de la soc. industrielle de Mulhouse, T. 51, 1935.
105. Thiesing J.: Ueber zwei Höhlen im Jura. — Mitteilungen der Natf. Ges. Bern, 1876. S. 66—74.
106. Thiesing J.: Neuer Höhlenfund im Jura. — Mitteilungen der Natf. Ges. Bern 1885.
107. Thurmann J. und Etallon A.: Lethea Bruntrutana ou études paléontologiques du Jura bernois et en particulier des environs de Porrentruy. — Nouv. mémoire soc. helvet. sc. nat., T. 18—20. Zurich, 1861—1864.
108. Thurmann J.: Lettres écrites du Jura. Lettre 11, Premier données sur les terrains tertiaires de l'Ajoie. — Mitteilungen der Natf. Ges. Bern, 1853.
109. Thurmann J.: Essai sur le soulèvement jurassique du Porrentruy. Description géognostique de la série jurassique et théorie orographique du soulèvement. — Mémoire de la soc. hist. et nat. Strasbourg, Paris et Strasbourg 1832.
110. Thurmann J.: Notices sur les sources des environs de Porrentruy. Actes de la soc. jurassienne d'émulation. — 1855. p. 124.
111. Vogel H.: Die Geologie des Graitery und des Grenchenberges im Jurageb. — Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lfg. 26, 2. Abt. 1934.
112. Vosseler P.: Morphologie des Aargauer Tafeljura. — Verh. d. Natf. Ges. in Basel, Bd. 29, 1918.
114. Werenfels A. und Liniger H.: Zur Tektonik der Umgebung von Asuel und St. Ursanne. — Eclogae geol. Helvet., vol. 20, 1927.
115. Werveke L. van: Der Verlauf der Hauptverwerfung auf der Westseite des Rheintalgrabens und ihre Fortsetzung auf französischen und schweizerischen Gebieten. — Mitteilungen der geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen, Bd. 10, Heft 2. Strasbourg 1916. S. 115.
117. Werveke L. van: Das Alter der Sundgauschotter im Oberelsaß. — Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 76. Bd. 76. B. 1924, Berlin 1925, S. 126.
118. Wilser J. L.: Die Entwicklungsstadien des südlichen Oberrheintalgrabens. — N. Jahrbuch f. Mineralogie, Abt. B, Bd. 62, 1929. S. 44.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

I. Der Formenschatz der Ajoie 4
A. Lage und Umgrenzung des Untersuchungsgebietes . . 4
1. Die Ajoie als Teillandschaft der Burgunderpforte . 4
2. Der Elsgauerjura und der Faltenjura 6

B. Material und Struktur der Kruste des Untersuchungsgebietes 7
1. Die tertiären Ablagerungen 9
2. Die diluvialen Bildungen 12
3. Die Dislokationen 12
4. Die Widerständigkeit des Malmes 14

C. Die Formentypen 18
1. Die Hochflächen 19
a) Die Hochfläche westlich von Bonfol . . . 19
b) Der Block von Montignez 21
c) Der Block von Bure 22
2. Die Bergformen 30
a) Die Falten der Ajoie 30
b) Die Mont Terrikette 34
3. Die Täler 40
a) Die Entstehung der Hydrographie 40
b) Die Taldichte 44
c) Die Eintiefung der Täler 46
4. Die Eigenart der Elsgauer Kalktäler 52

II. Die unterirdischen Abtragungsvorgänge . 62
a) Das Karstproblem im Jura 62
b) Der Nachweis des unterirdisch gestaltenden Wassers 64
c) Der Nachweis eines unterirdischen Flusses im Trockental des Creux-Genaz 65
d) Die Gestalt des unterirdischen Flusses 66
e) Der Stand der Entwicklung des Creux-Genazflusses . 68
f) Die Entstehung der Flußhöhle 69
g) Die Bedeutung der wasserführenden Schichten . 72
h) Die Abflußformen in den übrigen Gebieten der Ajoie 75
1. Das Allainetal 75
2. Die Täler der Cauvate, der Vendline und des Gland 77

Seite

i) Die Formen des unterirdisch ausräumenden Wassers 79
1. Die Dolinen 79
2. Die Höhlen 80
3. Die geschlossenen Becken 81

III. Morphogenese. (Die zeitliche Entwicklung der Formen.) 82
1. Die alttertiären Formen 82
2. Die Ajoie als Teilstück einer von den Vogesen gegen das heutige Schweizerische Mittelland geneigten Abdachung 92
a) Das Alter der Abdachung 96
b) Die weitere Ausgestaltung der Vogesenabdachung . 96
c) Die Faltungsphasen 99
3. Die Umgestaltung der Vogesenabdachung zur Flußniederung des Sundgaustromes 103
a) Der Nachweis des alpinen Stromes auf den Hochflächen der Ajoie 106
b) Die Höhenlage der Sundgauschotter 107
c) Die Südgrenze der Sundgaustromniederung . . 109
d) Die Formgestaltung zur Zeit des Sundgaustromes 111
4. Die Hebung des Sundgauniveaus und die Ausgestaltung des modernen Formenbildes 113

IV. Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlußfolgerungen 119
1. Stratigraphische Ergebnisse 119
2. Tektonische Ergebnisse 120
3. Morphologische Ergebnisse 122

Literaturnachweis 130

Abb. 1. Blockhochfläche w. Bonfol.

500 m. Bei den Gebüschen Dolinen. Im S niederer Antiklinalzug 520—530 m. Dahinter „Brandungskette" des Mt. Terri. Tafelrumpf mit Relikt, oligocäner Ablagerung und vereinzelten Geröllen der Hipparionsande. Text Seite 19.

Abb. 3. Hochflächen der Haute Ajoie.

Fahy gegen S. Niveau 1, in 600—610 m. Niveau 2, 560—580 m. Hintergrund: Mt. Terrikette. Aufnahmeort Wasserreservoir.

Abb. 2. Haute-Ajoie.

560 — 630 m. Blockhochflächen von Bure und Fahy, von Roche d'Or aus gegen N.

Text Seite 2.

Abb. 4. Tal der Allaine
bei Courchavon, 410 m. Text Seite 48.

Abb. 5. Creux-Genazquelle.
Vollemission, Dauer 1—8 Tage. Abfluß bis 4 m³ pro Sekunde. Text Seite 65.

Abb. 6. Creux-Genazquelle.
Sinkendes Wasser. 3/4 entleert. Text Seite 65.

Abb. 7. Combe du Paquis
s. Chevenez mit Mont Terrikette. Grabenartige Ausbildung des Trockentales. Aufnahmen aus der Gegend des Hofes Petit Bois gegen S. Text Seite 59.

Abb. 8. Combe du Paquis.
Muldensohle gegen W. Text Seite 59.

Abb. 9. Trockental oberhalb Chevenez
mit Talschwelle. Nach links Fortsetzung des Tales gegen Rocourt. Text Seite 61.

Abb. 10. Hochfläche SE Fahy.
560 m. Dolinenreihe im obersten Teil der bei Rocourt mündenden Combe. Text Seite 59 u. 79.

Abb. 11. Flußhöhle der Talsohle.
E von Chevenez. (Phot. Dr. Perronne). Text Seite 67.

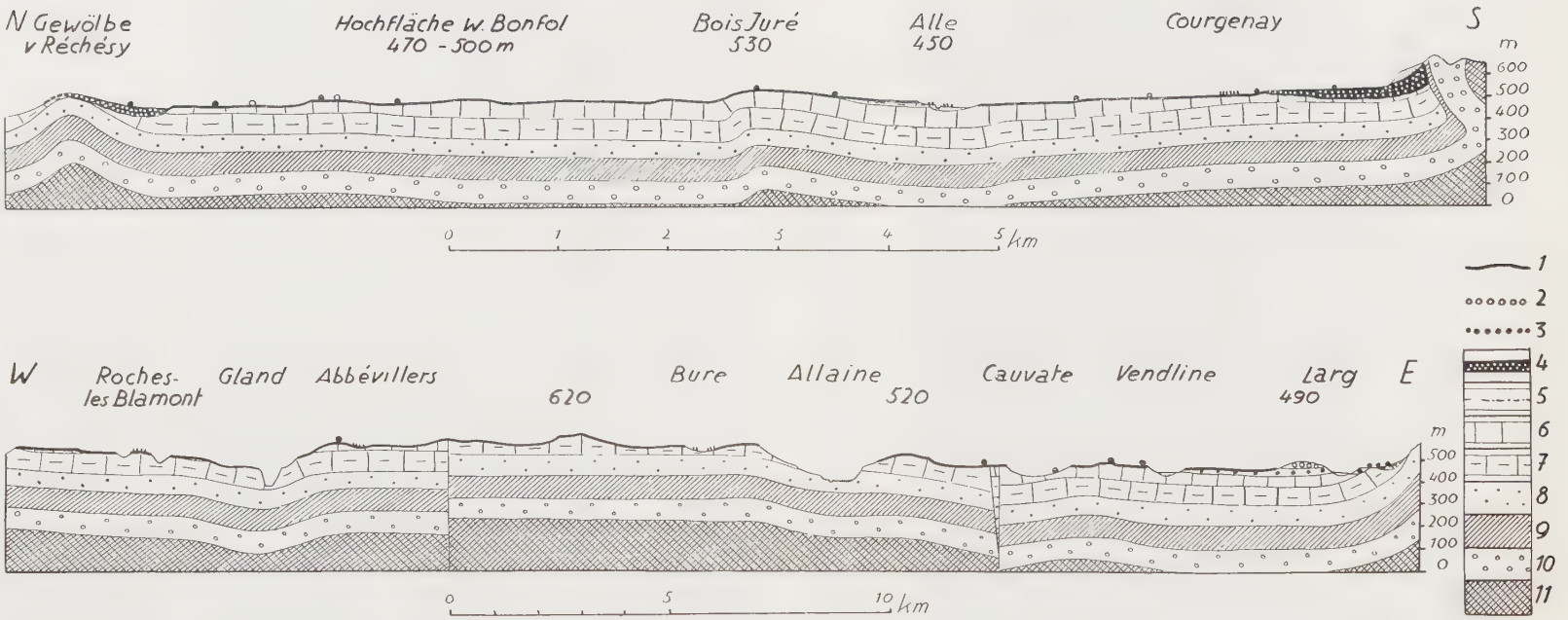
Abb. 12. „Emmission" des Creux-Genaz
mit Überschwemmung der Talsohle. (Aus Lièvre L., „Le Karst jurassien". Seite 15.)

Abb 13. Periodischer Fluß des Creux-Genaz
der nach einigen Tagen vollständig verschwindet. Auftreten etwa 4 mal jährlich.

Abb. 14. Gewölbe des Perche SO Pruntrut.
Text Seite 43.

Abb. 15. Tal der Cauvate bei Lugnez
gegen S. Eintiefung in die Tafelrumpfflächen. Im Vordergrund Niveau 450 m mit Relikten oligocäner Ablagerungen und pontischen Hipparionsanden. Stufe zwischen Niveau 450 und Niveau 490 links durch Waldstreifen markiert. Text Seite 85—88.

Abb. 16. Gegend „Derrière Mont Terri“, Blick gegen W.
Ausräumungszone. Terrasse SE Malcôte 700 m. Steiles Einfallen der Schichten gegen S. Vereinzelte Kalk- und Quarzitgerölle sprechen für das Vorhandensein von Flußterrassen.
Text Seite 40 und 112.



Tafel III

Profile durch die Ajoie.

1. Rumpffläche, 2. Sundgauschotter, 3. Vogesenschotter, 4. Oligozän, 5. Virgulien, 6. Kimmeridge, 7. Sequan, 8. Rauracien, 9. Oxfordton, 10. Oberer und mittlerer Dogger, 11. Unterer Dogger, Lias, Keuper.

Curriculum vitae.

Am 20. Januar 1902 wurde ich, Ernst Albert Erzinger, von Bäretswil, Kt. Zürich, als Sohn des Webermeisters Gottfried Erzinger † und seiner Ehefrau Albertine, geb. Ruegg †, in Dürnten, Kt. Zürich, geboren. Nach dem Besuche der Primar- und Sekundarschule meines Geburtsortes trat ich in das kantonale Lehrerseminar in Küsnacht, Zürich, ein. Nach vierjährigem Besuch dieser Lehrerbildungsanstalt erwarb ich mir das zürcherische und das aargauische Primarlehrerpatent. Darauf amtierte ich als definitiv angestellter Lehrer an den Primarschulen der Gemeinden Möhlin im Aargau und Allschwil im Baselland und seit 1931 an der Knabenprimarschule Baselstadt. Im Jahre 1928 erwarb ich mir nach dem Besuch des Universitätsturnkurses der Universität Basel das Eidg. Turnlehrerdiplom I. Im Herbst desselben Jahres begann ich meine Studien in Geographie, Geologie, Zoologie und Botanik an der Universität Basel. Dank § 19 der Studienordnung dieser Hochschule war es mir möglich, meine Studien neben der Erfüllung meiner beruflichen und familiären Pflichten bis zum Abschlusse der vorliegenden Arbeit zu betreiben. Während dieser Zeit besuchte ich die Uebungen und Vorlesungen der nachfolgend genannten Dozenten:

Geographie: Prof. Dr. F. Jäger, Prof. Dr. P. Vosseler.

Geologie: Prof. Dr. A. Buxtorf, Prof. Dr. J. Cadisch, Prof. Dr. Reichel, Dr. Rutsch.

Zoologie: Prof. Dr. F. Zschokke †, Prof. Dr. A. Portmann, Prof. Dr. E. Handschin.

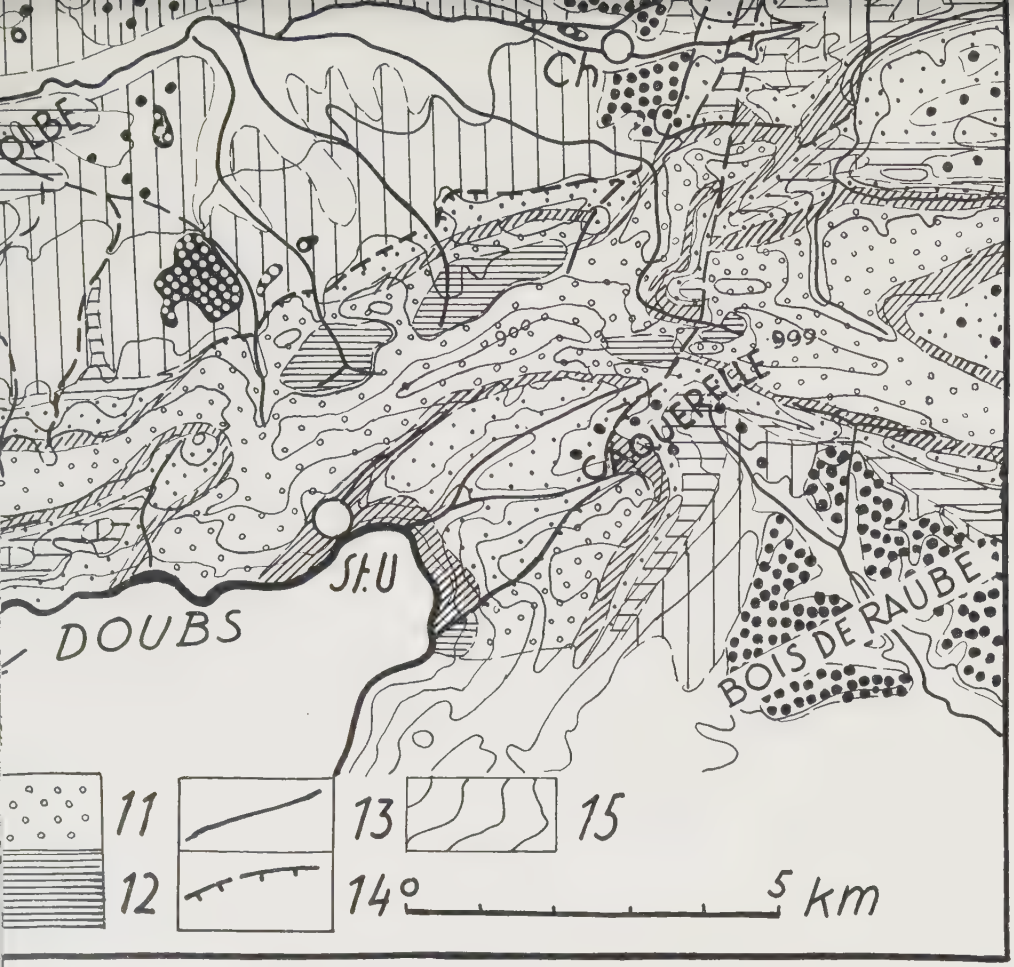
Botanik: Prof. Dr. G. Senn, Prof. Dr. W. Vischer, Prof. Dr. M. Geiger.

Pädagogik, Psychologie: Prof. Dr. P. Häberlin, Dr. H. Gschwind.

Turnlehrerbildungskurs: Prof. Dr. K. Ludwig, Prof. Dr. Brömser, Prof. Dr. H. Hunziker †.

Mit der vorliegenden Untersuchung begann ich im Jahre 1934 auf Empfehlung und unter Anleitung des Herrn Prof. Dr. F. Jäger. Ihm und allen den genannten Dozenten danke ich an dieser Stelle aufrichtig für die Vermittlung wissenschaftlicher Kenntnisse.

Basel, im Februar 1940.

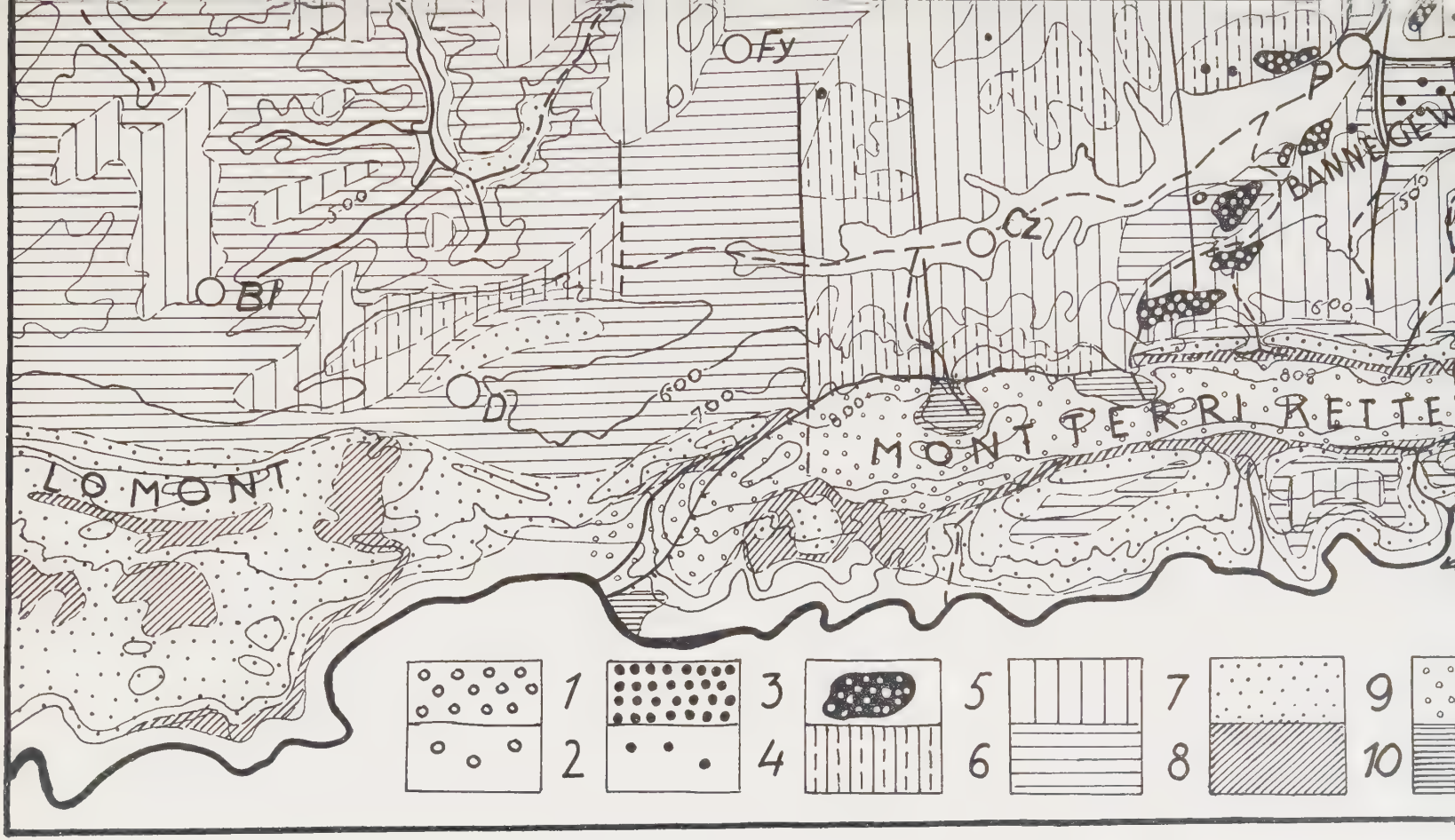


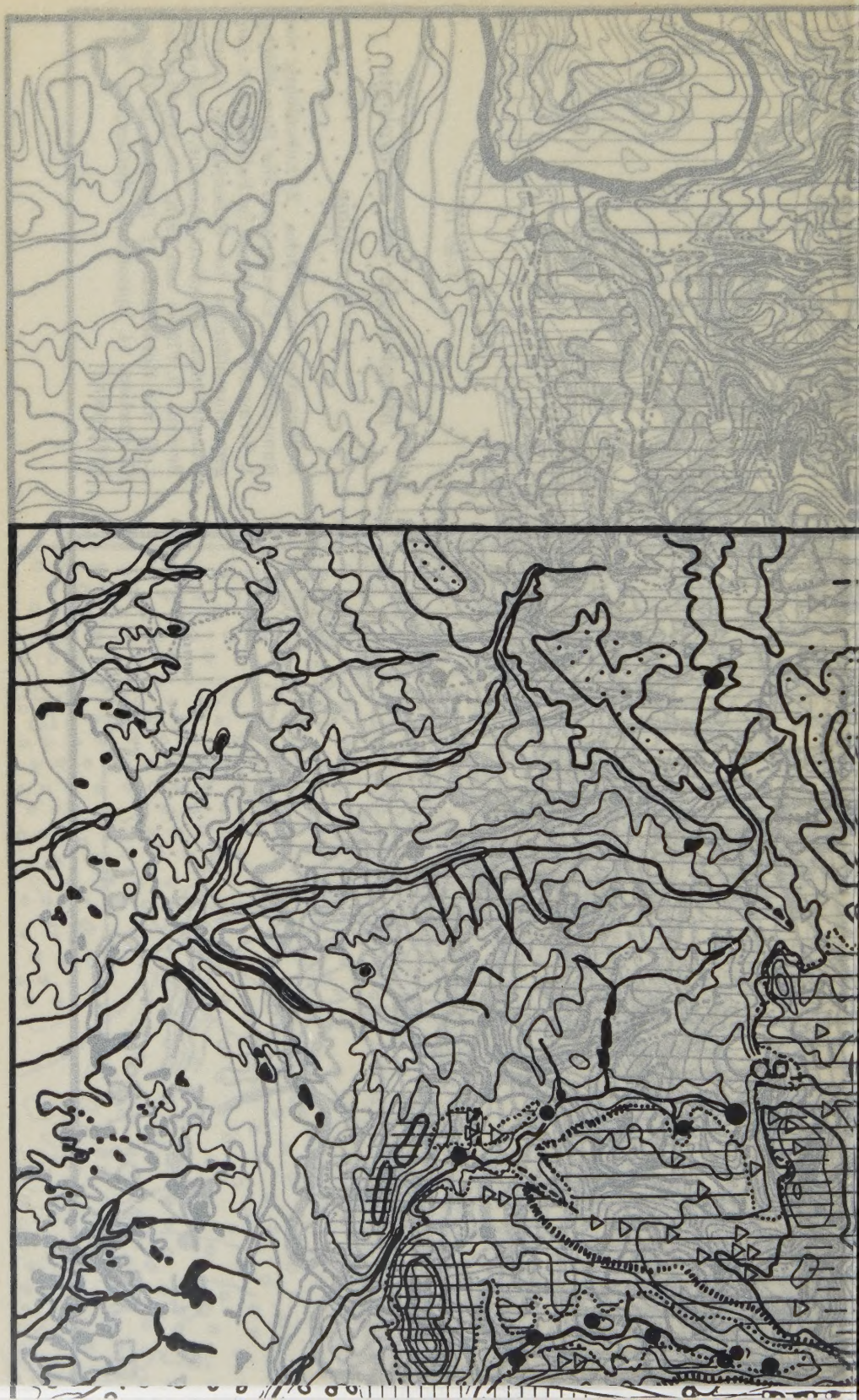
Tafel I

Geologie der Ajoie.

1. Sundgauschotter, 2. Sundgauschotter, vereinzelt, 3. Vogesenschotter, 4. Vogesenschotter, vereinzelt, 5. Oligozän, 6. Virgulien, 7. Kimmeridge, 8. Sequan, 9. Rauracien, 10. Oxfordien, 11. Oberer und mittlerer Dogger, 12. Unterer Dogger, Lias, Keuper, 13. Verwerfungen, 14. Ueberschiebung, 15. 100 m-Isohypsen.

B. Boncourt, Bl. Bonfol, Bt. Blamont, Bu. Bure, C. Cœuve, Ch. Charmoille, Cn. Courchavon, Cz. Chevenez, D. Damvant, F. Feches, Fy. Fahy, L. Lugnez, M. Montignez, Md. Montbéliard, P. Pruntrut, St. D. Saint Dizier, St. U. St. Ursanne.



Fy
P
BANNEGEW
Cz
Bl
D
500
600
700
800
LOMONT
MONT FERRI RETTE
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Md
DOUBS
GLAND
CAUVATE
ALLAINE
F
B
M
St.D
Bu
Cn